

**Geologisch lagerstättenkundliche Untersuchungen
im Bereich des Kleinarltales, Salzburg, Österreich**

Hermann Wagner

1972



Digitized by the Internet Archive
in 2026

Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im

Bereich des Kleinarltales, Salzburg, Österreich

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Hohen Geowissenschaftlichen Fakultät

der

Ludwig-Maximilians-Universität

München

vorgelegt von

Hermann Wagner aus

München

1972



1. **Berichterstatter** : Prof. Dr. Ing. A. Maucher

2. **Berichterstatter** : Prof. Dr. R. Dehm

Tag der mündlichen Prüfung : 5. Mai 1972

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung von Herrn Prof.Dr.Ing. A. MAUCHER im Herbst 1968 begonnen. Die Geländearbeiten führte ich in den Sommermonaten 1969 und 1970 durch.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof.Dr.Ing. A. MAUCHER, gilt mein besonderer Dank für seine wertvolle Unterstützung und seine kritischen Ratschläge. Seine rege Anteilnahme an meinen Untersuchungen förderte entscheidend das Gelingen dieser Arbeit.

Herr Dr. R. HÖLL vom Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München stellte mir in großzügiger Weise Probenmaterial und Spektralanalysen zur Verfügung. Dafür und für zahlreiche Diskussionen spreche ich ihm meinen herzlichsten Dank aus. Herrn Dipl.-Geol. W. GEHRISCH (Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München) habe ich für die Durchführung einiger Spektralanalysen zu danken.

Freundlicherweise führte Herr Prof.Dr. A. EISENACK, Tübingen, die Überprüfung von Karbonatschiefern auf Hystriochosphaeriden durch, wofür ich ihm zu großem Dank verpflichtet bin. Die Arbeit wurde für die letzten drei Semester durch ein Promotionsstipendium des bayrischen Staates unterstützt; dafür bedanke ich mich vielmals.

Nicht zuletzt möchte ich meinen Studienkollegen am Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie herzlichst für ihre nützlichen Diskussionen danken.

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird im wesentlichen die Petrographie der penninischen und unterostalpinen Serien am Nordostrand des Tauernfensters beschrieben. Für die penninischen Serien wird erstmals eine lithostratigraphische Abfolge aufgestellt. Eine gesicherte Altersstellung der Quarzphyllitserie mit Hilfe von Mikrofossilien konnte nicht ermittelt werden. Aus den tektonischen Messungen ergibt sich eine klare Abfolge der präalpidischen und alpidischen, tektonischen Ereignisse im bearbeiteten Raum. In meist karbonatischen Gesteinen der unterostalpinen Quarzphyllitserie tritt eine sehr reine Scheelitparagenese auf. Sie ist horizont-, bzw. schichtgebunden und steht in einem Fall in genetischem Zusammenhang mit basischen Metavulkaniten. Die Vererzung ist wie die Quarzphyllitserie paläozoischen Alters. Eine Eisenspatvererzung ebenfalls paläozoischen Alters wird als leicht tektonisch überprägte, metasomatische Verdrängung während der Diagenese angesehen.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung	I
I. Einführung	1
1. Einleitung und Problemstellung	1
2. Geographischer Überblick	2
3. Literaturübersicht	3
II. Petrographie und Stratigraphie	4
1. Das Unterostalpin	4
1.1 Das Paläozoikum	4
1.11 Die Quarzphyllitserie	4
1.111 Quarzphyllite	4
1.112 Weiße, quarzreiche Quarzphyllite.	5
1.113 Phyllite	6
1.114 Glimmerquarzite	6
1.115 Bemerkung zu den Lyditen (MOSTLER 1963 b)	7
1.116 Serizit-Chlorit-Schiefer	7
1.117 Porphyroide	8
1.118 Die Grüngesteine	10
1.119 Karbonatquarzite mit Tufflagen	13
1.120 Karbonatische Einschaltungen	14
1.1201 Vorbemerkung	14
1.1202 Allgemeines	15
1.1203 Die Eisendolomite	16
1.1204 Die Bänderkalke	16
1.121 Zur Mineralfazies und Metamorphose	18
1.130 Altersstellung der Quarzphyllitserie und Ver- gleiche mit ähnlichen Serien	18
1.2 Das Mesozoikum	19
1.21 Eingeschupptes Mesozoikum und mesozoische Ero- sionsreste	19
2. Das Penninikum (obere Schieferhülle)	20
2.1 Die mesozoischen Schichten	20
2.11 Die Klammkalk-Schwarzphyllit-Serie	20
2.12 Die Quarzitschiefer-Serie	22
2.13 Die Grüngesteine	23
2.14 Die Breccie des Zirbenstein	25
2.15 Zur Altersstellung der penninischen Serien	26
2.16 Bemerkung zu MOSTLER's penninischer Serie B	28
2.2 Reste von unterostalpinem Permomesozoikum im Be- reich der penninischen Serien	28
2.21 Der Benkkopf (KT-Stein 2 011 m)	28
2.22 Der Nordabfall des Kitzsteins	29
2.23 Der Grindkogel	30
2.24 Saugraben	30
2.25 Unterraingraben	30
3. Quartäre Ablagerungen und Landschaftsformen	30
3.1 Alte Talböden und andere alte Verebnungen	30
3.2 Moränen und Hangschutt	31
3.3 Quartäre Schotter	32

	Seite
III. Tektonik	32
1. Allgemeines	32
2. Zur Grenzziehung und Unterscheidung zwischen Penninikum und Unterostalpin	33
3. Tektonischer Werdegang	35
3.1 Präalpidischer Zeitraum	35
3.2 Alpidischer Zeitraum	36
IV. Die Scheelitvorkommen des Kleinarltales	39
1. Allgemeines	39
2. Beschreibung der einzelnen Vorkommen	39
2.1 "Griespalfen", 200 m südlich des Seyfriedgrabens, (1 100 - 1 250 m SH)	39
2.2 Weitere Vorkommen aus dem Seyfriedsgraben	41
2.21 Brecciöse Kieselkalke	41
2.22 Kieseliger, feingeschichteter Eisendolomit	41
2.3 Stuhlgraben	42
2.4 Vorkommen südlich und nördlich des Gründegg (2 168 m)	44
2.5 Oberer Fürbachgraben	45
2.6 Plojergaben (Höhe 1 800 m)	46
3. Zusammenfassung der Ergebnisse	47
V. Das Eisenspatlager am Fürbach	48
1. Vorbemerkung	48
2. Die Vererzung und ihr geologischer Rahmen	48
3. Genese und Alter des Erzlayers	51
Literaturverzeichnis	54

I. Einführung

1. Einleitung und Problemstellung

Bei der Weiterverfolgung der Theorie von A. MAUCHER (1965) über die Sb-W-Hg-Formation wurden seit 1967 Prospektionsarbeiten auf Scheelit in den Ostalpen vorgenommen. Dabei stieß Herr Dr. R. HÖLL (Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München) auch im Bereich des Kleinarltales südlich Wagrain (Salzburg, Österreich) auf mehrere Scheelitfundpunkte (R. HÖLL 1970 a und 1971).

Meine Aufgabe war es, diese Vorkommen weiterzubearbeiten und ihren geologisch-tektonischen Rahmen zu untersuchen. Außerdem sollte versucht werden, in diesem Gebiet eine gesicherte Alterseinstufung zu finden. In diesem Zusammenhang wurde eine geologische Aufnahme des Kleinarltales und seiner Umgebung im Maßstab 1: 10.000 durchgeführt. Hinzu kam eine Beschreibung des Eisenspatütlagers am Fürbach bei Wagrain.

Als Unterlage für die Kartierung dienten folgende Blätter der Österreichischen Karte 1 : 25.000 : Wagrain (125/4), Flachau (126/3), Hüttschlag (155/2) und Mosermannl (156/1). Sie wurden auf 1 : 10.000 vergrößert und im wesentlichen auf eine Höhenlinienkarte reduziert. Sämtliche Höhenangaben (Seehöhe, SH) beziehen sich auf das Mittelwasser der Adria bei Triest.

Etwa 100 Dünnschliffe ergänzten die Kartierung. Zur lagerstättenkundlichen Bearbeitung wurden 34 Dünnschliffe, 11 Erzanschliffe und einige Anschliffe von Handstücken herangezogen. Zur näheren Bestimmung der Hornblenden und Plagioklase dienten U-Tisch-Messungen. Von den Porphyroiden und den Grüngesteinen wurden Modalanalysen durchgeführt. Durch Färbereaktionen konnten die Karbonate genauer erfaßt werden. Zur sicheren Identifizierung von Siderit und Ankerit wurde die Methode der Röntgenbeugung angewendet. Spektralanalysen dienten zum Nachweis von Spurenelementen in den Erzmineralien.

2. Geographischer Überblick

Das Arbeitsgebiet liegt zwischen dem Salzachbogen bei St. Johann im Pongau (ca. 30 km Luftlinie SSE Salzburg) und dem obersten Ennstal. Es umfaßt das N-S-verlaufende Kleinarltal südlich des Ortes Wagrain. Als Nordgrenze wurde der Kontakt zur Grauwackenzone gewählt, östlich Wagrain reicht die geologische Aufnahme bis 47°20' nördl. Breite. Im Westen schließt das Gebiet mit dem Kamm zum Großarltal, im Osten mit dem Kamm zum obersten Ennstal (Flachauer Tal) ab. Im Südosten bildet die Basis der Permo-Trias des Ennskraxens die Grenze des Arbeitsgebietes; im Südwesten schließt die Karte unmittelbar nördlich an die Aufnahme der Tappenkarberge durch A. TOLLMANN (1963 a) an.

Die sanften bis steilen Hänge beiderseits des Kleinarltales sind stark bewaldet und daher meist schlecht aufgeschlossen. Nur die in den letzten Jahren gebauten Forststraßen ermöglichten die Aufnahme lückenloser Profile. Über der Waldgrenze (bei ca. 1 800 m SH) folgt die teilweise stark zerrissene Kammregion, die im allgemeinen gut aufgeschlossen ist; sie erreicht im Ostkamm etwas über 2 000 m, im Westkamm nahezu 2 200 m (im Gründegg 2 168 m SH). Der Talboden liegt zwischen 840 m (Wagrain, Markt) und 1 100 m SH (Jägersee). Geographisch wie geologisch bildet das Gebiet den nordwestlichsten Teil der Radstädter Tauern.

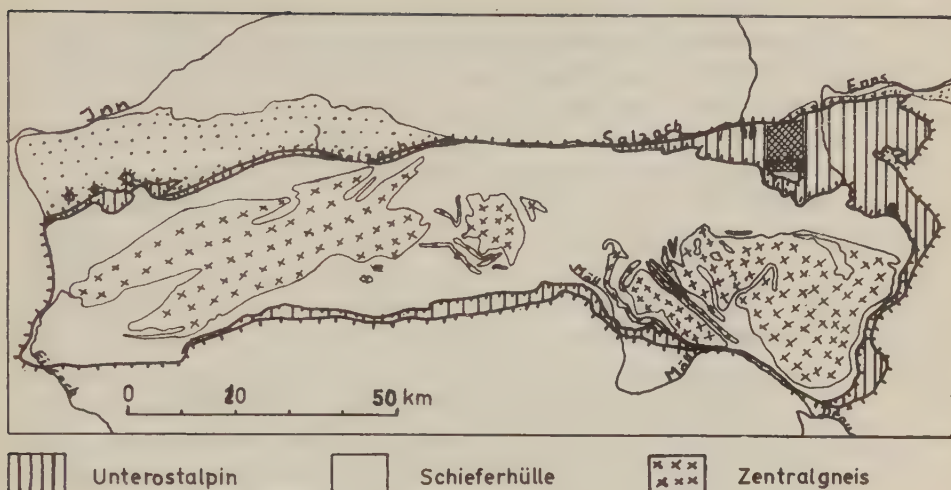


Abb.1: Lage des Arbeitsgebietes (gekreuzte Schraffen) im Tauernfenster; Ausschnitt aus der Geologischen Übersichtskarte von ÖSTERREICH (BECK-MANAGETTA 1964), stark vereinfacht; punktiert = Innsbrucker Quarzphyllit und Ennstalphyllit

3. Literaturübersicht

Die Literatur der Jahre 1802 - 1901 beschreibt MOSTLER (1963) in seiner Dissertation. Er hebt die Arbeiten von PETERS (1854) und VACEK (1884) hervor. Es sind dies die einzigen Arbeiten, die eine tektonische Gliederung versuchten. Ferner wurden in der zweiten Hälfte des 19. Jh. petrographische Beschreibungen geliefert (FOULLON 1884, ROSIWAL 1893). Die erste geologische Karte dieser Gegend im Maßstab 1 : 75.000 stammt von FRECH (1901). Sie konnte allerdings kaum als Arbeitsgrundlage herangezogen werden. Grundlegende Arbeiten über das Gebiet veröffentlichten W. SCHMIDT (1924) und F. TRAUTH (1925 und 1927). Letzterer führt erstmals eine Aufnahme im Maßstab 1 : 25.000 durch. Er rechnet die Klammkalke noch zum Radstädter Jura und unterscheidet zwischen einer Raastädter und Kleinarler Quarzphyllit-Quarzit-Gruppe. Er bringt aber keine klaren Gesichtspunkte zur Abtrennung beider Gruppen. Wesentliche petrographische Arbeiten stammen von M. STARK (1939, 1940 und 1950) und von E. BRAUMÜLLER (1939). Ein

größerer Teil des Arbeitsgebietes wurde zuletzt (1963) von H. MOSTLER (Innsbruck) im Maßstab 1 : 25.000 aufgenommen; der Verfasser ermöglichte mir freundlicherweise den Einblick in seine Dissertation mit Karte und Profilen.

II. Petrographie und Stratigraphie

1. Das Unterostalpin

1.1 Das Paläozoikum

1.11 Die Quarzphyllitserie

Die Hauptmasse dieser Serie besteht aus eintönigen Quarzphylliten. Interessant und sehr charakteristisch sind karbonatische und vulkanogene Einschaltungen.

Zur Charakterisierung der Quarzphyllite werden hier einige Typen beschrieben, die nach ALKER etc. (1962) wie folgt unterschieden werden: a) Quarzphyllite, b) weiße, quarzreiche Quarzphyllite, c) Phyllite, d) Glimmerquarzite und e) Serizit-Chlorit-Schiefer. Quarzphyllite und Phyllite sind durch zahlreiche Übergänge miteinander verbunden, je nach Sandgehalt des ursprünglichen Sediments. Die Glimmerquarzite bilden meist nur sehr geringmächtige, kurz aushaltende Züge oder Linsen. Diese drei Typen wurden in der beiliegenden geologischen Karte zu "Quarzphylliten" zusammengefaßt. Die weißen, quarzreichen Quarzphyllite konnten durch ihre auffallende Farbe ausgeschieden werden. Außerdem wurden die Serizit-Chlorit-Schiefer abgetrennt.

1.111 Die Quarzphyllite

Es handelt sich um ein sehr feinkörniges, stark gewöltes und feingefaltetes Gestein, das einen schwachen bis lebhaften Glimmerglanz auf den nahezu s-parallelen Schieferungsflächen aufweist. Schieferung und Scherung weisen deutlich auf eine mindestens zweimalige tektonische

Beanspruchung hin. Im Gegensatz zu den Phylliten der oberen Schieferhülle zeigen sich immer zwei B-Achsen-Richtungen und keine einheitliche Striemung. Weiterhin ist eine intensive Zergleitung zu beobachten; die Quarzknauern sind häufig boudiniert. Auch führen die Quarzphyllite lagenweise Quarzitgerölle in einer serizitisch-quarzigen Matrix.

Gefüge: U.d.M. erkennt man eine metamorphe Bänderung von schwach undulösem, feinkörnigem Quarz ($\emptyset$ bis 0,05 mm) einerseits und dichtgebündeltem Serizit andererseits. Schieferung und Scherung sind deutlich ausgebildet. Sie führen mylonitisierten oder stark undulösen, sammelkristallisierten Quarz. In den Serizitlagen ist teilweise eine postdeformative Sprossung von Albit zu beobachten.

Mineralbestand: Quarz (50 - 65 Vol.%), Serizit (20 - 35%), der teilweise zu Nestern angereichert ist, Chlorit (unter 10%) (Klinochlor und anomal "entenblauer" Pennin) meist mit Serizit verwachsen, selten auch frisch gesproßt, Albit teils als Altbestand (xenomorph und stark gefüllt), teils in frischgesproßten, klaren und hypidiomorphen Kristallen.

Akzessorien: Turmalin, ausschließlich an die Serizitlagen gebunden (das könnte auf einen primär hohen B-Gehalt in den ehemaligen Tonmineralen zurückzuführen sein), Apatit, Zirkon, eisenreiches Karbonat, Kalzit und Erz (meist Pyrit).

1.112 Weiße, quarzreiche Quarzphyllite

Dieses, in seinem Mineralbestand den Glimmerquarziten (siehe 1.114) sehr ähnliche Gestein wurde aufgrund seiner weißen Farbe, vor allem aber aufgrund seines phyllitischen Gefüges in der geologischen Karte besonders abgetrennt.

1.113 Phyllite

Nach ALKER etc. (1962) ist bei den Phylliten ein Quarzgehalt von 10 bis 50 % möglich, das Verhältnis Chlorit zu Serizit kann 1 : 3 bis 1 : 6 betragen. Alle Varietäten dieser Gruppe sind durch ihre blaßgrüne Farbe gekennzeichnet, die aber nicht immer im Chloritgehalt ihre Ursache hat. Gefüge: Auch hier ist ein deutliches Lagengefüge von überwiegend Serizit (mit Chlorit) und seltener von Quarz ausgebildet. Schieferung und Scherung lassen sich nur schwer auseinanderhalten. Ganz lokal treten frisch gesproßter Chlorit und Albit auf.

Mineralbestand: Serizit, Quarz (in den s-parallelen Lagen in feinkörnigem Mosaik und schwach undulös, auf der Schieferung und auf Klüftchen sammelkristallisiert und stark undulös), Chlorit (Klinochlor und anomal "entenblauer" Pennin), klarer, unverzwillingter Albit. Akzessorien: Karbonat, Turmalin, limonitisierter Pyrit, Apatit, Rutil und sehr selten Epidot.

1.114 Glimmerquarzite

Es handelt sich um braune bis hellgrüne, massige und sehr spröde Gesteine, die dem Quarzphyllit lagen- oder linsenartig eingeschaltet sind. Sie erreichen eine Mächtigkeit bis zu 5 m.

Gefüge: Überwiegend sehr feinkörniger Quarz wechselt mit stark ausgedünnten Serizitlagen. Wie schon häufig beobachtet, sind die Schieferungszonen Bereiche der Mylonitisierung, die Scherklüfte und Quarzkauern Bereiche der Sammelkristallisation. Teilweise wird sammelkristallisierter Quarz noch von Mörtelkränzen umgeben.

Mineralbestand: Quarz (über 90 Vol. %), Serizit, selten gesproßter Albit, als Akzessorien Erz (vor allem limonitisierter Pyrit), Turmalin und Rutil.

Einige von MOSTLER's "Porphyroiden" gehören hierher.

1.115 Bemerkung zu den Lyditen (MOSTLER 1963 b)

MOSTLER (1963) beschreibt mit exakter Fundortangabe Lydite aus der Quarzphyllitserie. Nach eigenen Untersuchungen können sie als solche nicht bestätigt werden. Es handelt sich um ein schwarzes, massiges Gestein, dem man schon äußerlich das graphitische Pigment ansieht. Der Schnitt senkrecht zur Lineation zeigt, daß das Gestein wild durchbewegt worden ist. Das wild verfaltete und zerscherte ehemalige Lagengefüge ist aus sehr feinkörnigem, graphitisch pigmentiertem Quarz und ebenfalls graphitisch pigmentiertem Serizit zusammengesetzt. Bis auf idiomorphen Pyrit, um den eine orientierte Sammelkristallisation von Quarz auftritt, ist das Gestein völlig mylonitisiert.

Mineralbestand: Quarz, Serizit, graphitisches Pigment, akzessorisch Hämatit, Pyrit und Kalzit. Die Merkmale eines Lydits fehlen diesem Gestein völlig. Eher ist es als stark pigmentierter Quarzphyllonit zu bezeichnen, der an eine Störungszone gebunden ist.

1.116 Serizit-Chlorit-Schiefer

Besonders im tektonisch Hangenden treten diese Gesteine stark hervor. Man kann zwei Typen unterscheiden; der eine geht aus den Phylliten hervor, während der andere dm- bis m-mächtige Lagen in den Prasiniten bildet. Mit diesen wurde dieser Typ in der geologischen Karte zusammengefaßt.

Der erste Typ ist auf den nahezu s-parallelen Schieferungsflächen teils grün, teils beige- bis silberfarben. Im Schnitt senkrecht zur Lineation zeigt er abwechselnd grüne und fast weiße Lagen (Chlorit/Serizit und Quarz), oft auch linsenartige Quarzknauern. Als Beispiel wird ein Serizit-Chlorit-Schiefer vom Gipfel des Gründegg (KT-Stein 2 168 m) beschrieben.

Gefüge: U.d.M. erkennt man den oben bereits erwähnten Wechsel von hellgrünen Chlorit-Serizit-Lagen und weißlichen Quarzlagen. Letztere sind als mosaikartiges Pflaster ausgebildet und enthalten manchmal Einsprenglinge von stark ge-

fülltem Albit. Chlorit, in Lagen an- und abschwellend, ist innig mit Serizit verwachsen und in Scheitern wirr-strahlig angeordnet. Dieser Chlorit-Serizit-Filz wird von akzessorischem Rutil und von meist opakem Titaneisen begleitet. Besonders diese Erscheinung weist darauf hin, daß dieses Gestein von einem basischen Effusivgestein herzuleiten ist.

Mineralbestand: in den Quarzlagen Quarz und Albit, in den Chlorit-Serizitlagen Chlorit (Klinochlor mit anomal brauner Interferenzfarbe), sehr wenig Serizit und Albit.

Akzessorisch: Rutil, opakes Titaneisen, einige völlig zersetzte Magnetit tafeln mit Einschlüssen von Chlorit, Serizit und Feldspat, außerdem sehr wenig Turmalin, Apatit und Zirkon.

Der andere Typ zeigt eine grüngraue Farbe und ist im Gegensatz zum ersten Typ kaum verfaltet, da er Zwischenlagen in den relativ starren Prasiniten bildet. Die Lagenstruktur ist nicht so scharf ausgebildet wie oben. Übergänge zwischen den Quarz-Feldspatlagen und den Chloritlagen sind vorhanden. Serizit tritt sehr zurück. Dafür ist der Albitgehalt höher. Die Chloritlagen werden ebenfalls von einem opaken Titaneisenfilz begleitet.

Mineralbestand: Quarz und Feldspat (wahrscheinlich Albit), beide sehr feinkörnig, daher kaum voneinander zu trennen, Chlorit (anomal brauner Klinochlor), akzessorisch Pyrit, Rutil, opakes Titaneisen und sehr wenig Karbonat.

1.117 Porphyroide

Von den Porphyroiden und den im folgenden Abschnitt (1.118) beschriebenen Grüngesteinen wurden genaue Modalanalysen mit dem point counter durchgeführt (Punktdichte: 2000 Punkte/Schliff; jeweils 5 Schriffe wurden ausgezählt).

Zum ersten Mal beschrieb M.STARK (1940) "Porphyroide und verwandte Eruptiva aus dem Großarl- und Gasteiner Tal". Er erfaßt dabei zwar ausschließlich Porphyroide der oberen Schieferhülle, seine exakten gefügekundlichen Beschreibungen waren aber für meine Untersuchungen, die sich auf

entsprechende Gesteine der Quarzphyllitserie beziehen, sehr nützlich. MOSTLER (1963 b, S. 23) beschreibt Porphyroide aus der Quarzphyllitserie "von einer Mächtigkeit bis 250 m". Eigenartigerweise geht MOSTLER überhaupt nicht auf das Gefüge dieser Gesteine ein. Allein aus der von ihm beschriebenen Mineralzusammensetzung kann man nicht unbedingt auf einen Porphyroid schließen, zumal eine Modalanalyse fehlt. Bei der Überprüfung von MOSTLER's Porphyroiden durch eigene Dünnschliffe stellte sich ein großer Teil dieser Gesteine als Glimmerquarzite heraus (s.o.).

Nach eigenen Untersuchungen lassen sich zwei Typen unterscheiden: ein weißer, stark geschieferter - er ist weitaus am häufigsten - und ein dunkelgrauer, massiger Typ.

Bei den intensiv geschiefertten Porphyroiden erkennt man u.d.M. ein Lagengefüge von sehr feinkörnigem Albit und Quarz ($\varnothing$ 0,015 - 0,02 mm) einerseits und Serizit andererseits, das vielleicht eine rekristallisierte, ehemalige Grundmasse darstellt. Albit und Quarz treten ebenfalls als Einsprenglinge ($\varnothing$ 0,05 - 0,1 mm) auf. Wie fast immer sind auch hier die Schieferungsbahnen als Mylonitisierungszonen, die Klüfte und Scherklüfte als Zonen der Sammelkristallisation zu erkennen.

Mineralbestand: Quarz (undulös auslöschend), Albit in zwei Generationen (Altbestand sehr stark gefüllt, junge, alpidische Generation klar und unverzwilligt), und Serizit (alle drei zu etwa gleichen Teilen), akzessorisch Rutil, Turmalin, Zirkon, Erz (besonders Pyrit und Roteisen) und sehr selten Apatit.

Der einzige massige Typus wird gesondert besprochen, obwohl er im Mineralbestand den geschiefertten Typen recht ähnlich ist. Es handelt sich um ein dunkelgraues, massiges

Gestein mit deutlicher Lagentextur, jedoch kaum geschiefert.

U.d.M. erkennt man eine sehr feinkörnige, rekristallisierte ehemalige Grundmasse von Albit und Quarz. Die gleichen Minerale treten als Einsprenglinge auf. Außerdem sind Plagioklas und Muskowit posttektonisch gewachsen in Form von Leisten und Tafeln quer zur Lagentextur. Ein Netz von Serizit- und Chloritschüppchen durchzieht unregelmäßig das Gestein.

Mineralbestand: Quarz (42 Vol. %) stark undulös und glatt auslöschend, Plagioklas (21 %) in zwei Generationen: eine ältere mit starker Fülle (Serizit und andere opt. nicht bestimmbar Mineralien) und häufig polysynthetischen Zwillingslamellen (Oligoklas mit 25 - 30 % An-Gehalt), eine jüngere mit klarem, meist einfach verzwillingtem Albit (3 - 9 % An), sehr selten einige Mikroklinperthite und Aderperthite, Serizit und Muskowit (etwa 30 %), Chlorit (2,5 %) (anomal entenblauer Pennin, meist opt. +, 2 V häufig um 0°), akzessorisch Turmalin, Rutil, Zirkon, Hämatit und etwas Fe-Karbonat.

Ob das oben beschriebene Gefüge durch Blastese in alpidischer Zeit entstanden oder primär porphyrisch ist, läßt sich nach eigenen Untersuchungen nur schwer entscheiden. So schließe ich mich MOSTLER's Begriff der Porphyroide zunächst an. Auf jeden Fall sind diese sauren Albit-Quarz-Porphyroide aus einem intermediären (vgl. den Anorthitgehalt des Altbestandes der Plagioklase!) Effusivgestein hervorgegangen.

1.118 Grüngesteine

Sie treten im südlichen wie im nördlichen Bereich der Quarzphyllitserie auf. Im nördlichen Bereich sind vor allem die Vorkommen am Brandstattgraben zu nennen (siehe MOSTLER 1963 b). Außerdem wird der Gipfel Pkt.2028 im Kamm zum Ennstal von ihnen aufgebaut. Eine Reihe von geringmächtigen, durch die Verwitterung zerlegten Zügen sind für den Bereich um das Gründegg und weiter südlich

davon charakteristisch. Es handelt sich dabei um Prasinite und Grünschiefer im Sinne von ANGEL (1940). Vom Punkt 2 028 und dem Bereich um das Gründegg werden zwei Typen dieser immer massigen und als Härtinge hervortretenden Grüngesteine beschrieben.

1. Prasinit vom Pkt. 2 028

Gefüge: In einem dichten Filz von wechselweise Chlorit, sehr feinkörnigem Feldspat (ϕ 0,01 - 0,02 mm) und feinen Hornblendenadeln fallen frisch gesproßte Kristalle von Hornblende, Albit, Klinozoisit und Epidot auf. Die drei letzteren treten meist gemeinsam in rundlichen bis linsenförmigen Aggregaten auf, die vielleicht ehemalige Hornblendeanhäufungen darstellen. Außerdem sind Lagen von überwiegend Epidot und Kalzit zu beobachten. Der Prasinit wird häufig von lang ausgezogenen Quarzknauern unterbrochen.

Mineralbestand: Hornblende (13 - 16 Vol. %), meist als gemeine Hornblende (Z/c 15 - 20°), die eine randliche Umwandlung in aktinolithische oder barroisitische Hornblende (Z/c 10 - 13°, Z = blaugrün) zeigt; ortsweise ist die Umwandlung in barroisitische Hornblende auch vollständig. Chlorit (ausschließlich als anomal rotvioletter Prochlorit, opt. +, 23 - 25 Vol. %) teils als Umwandlungsprodukt der Hornblende, teils als feinschuppiger Filz, Epidot (stark pleochroitisch, Fe-reich) und Klinozoisit (mit stahlblauer Interferenzfarbe) (beide zusammen etwa 20 Vol. %), Plagioklas (25 - 30 %) in zwei Generationen: stark gefüllter Altbestand von Oligoklas mit 20 - 30 % An, junger Albit (2 - 6 % An) meist klar und unverzwilligt, Kalzit (etwa 10 %), akzessorisch Rutil mit opakem Kern von Leukoxen und verschiedene Erze, besonders Pyrit und Hämatit.

Es ist dies ein typischer Prasinit im Sinne der Prasinitreaktion von ANGEL (1940). Er kann stellvertretend für alle Prasinite der Quarzphyllitserie gelten. In den Prasiniten der Brandstattstraße scheint lediglich ein höherer Titan-gehalt aufzutreten. Die Gehalte an Rutil und opaken Titan-eisen weisen deutlich darauf hin, auch wurden einige relik-tische Titanhornblenden (Pleochroismus hell- bis dunkelrot-braun, Z/c 5 - 8°) festgestellt.

Anschließend möchte ich darauf hinweisen, daß der Begriff Prasinit - als metamorphes basisches Ergußgestein verstan-den - nur im Sinne der oben erwähnten "Prasinitreaktion" (ANGEL 1940) verwendet wird. Nach dem Altbestand der Plagio-klase (s.o.) könnten intermediäre, hornblendereiche Effu-siva das Ausgangsgestein zu diesen "Prasiniten" darstellen.

2. Grünschiefer nördlich und südlich des Gründegg

Wegen ihres Verbandes mit scheelitführenden Dolomiten sollen die Grünschiefer im Südwestbereich des Arbeitsgebietes noch einmal beschrieben werden, wenn MOSTLER (1963 b, S. 34) auch eine durchaus zutreffende Beschreibung gibt. Nur würde ich das Gestein nicht als Prasinit sondern als Grünschiefer im Sinne von ANGEL (1940) bezeichnen. Es ist in massigen, meist linsenförmigen Körpern dem Quarzphyllit eingeschaltet. Die Ausdehnung beträgt maximal 50 m im Streichen, die Mächtigkeit höchstens 10 m.

Makroskopisch handelt es sich um ein dunkelgrünes, mas-siges Gestein mit deutlichem Lagengefüge. Dieses ist auch u.d.M. zu erkennen: es besteht aus sehr feinkörnigem Feld-spat und Epidot sowie feinschuppigem Chlorit. Die feinen bis 0,5 mm mächtigen Lagen enthalten manchmal Albit und Kalzit in gesproßten Kristallen.

Mineralbestand: Epidot (kaum pleochroitisch, 25 - 30 Vol. %), Plagioklas (wahrscheinlich Albit, etwa 25 %), Chlorit (Klinochlor 20 - 25 %), Kalzit (etwa 10 %), opakes Titaneisen (5 - 10 %), akzessorisch etwas Rutil.

Hornblenderelikte wie bei MOSTLER (1963 b) konnten nicht beobachtet werden.

1.119 Karbonatquarzite mit Tufflagen

Um zur Beschreibung der karbonatischen Einschlaltungen überzuleiten, möchte ich auf ein Gestein hinweisen, das eine Zwischenstellung zwischen Vulkaniten und Sedimenten einnimmt. Da es eine auffallend braune Verwitterung zeigt, hat man wohl ca. 100 m östlich vom Nazbauer einen Stollen ca. 50 m weit in den Nordhang des Fürbachgrabens getrieben, diesen aber bald wieder verlassen, da sich kein Erz fand. Das Gestein wird hier erstmals beschrieben.

Makroskopisch sind in dem massigen, kaum feingefalteten Gestein mm- bis cm-mächtige hellgraue Karbonatlagen und hell-lagen zu unterscheiden. U.d.M. erkennt man die gleichen Lagen: Karbonatsandstein mit überwiegend Dolomit und Quarz in mosaikartigem Pflaster sowie Metatuff mit Chlorit, der von einem opaken Titaneisenfilz begleitet wird und der teilweise mit Serizit verwachsen ist. In beiden Lagen kommt Albit als Einsprengling vor.

Mineralbestand: Dolomit und Quarz (etwa im Verhältnis 2 : 1) sehr selten Kalzit. Chlorit (Klinochlor) und Serizit (etwa im Verhältnis 4 : 1), Albit opakes Titaneisen, akzessorisch Klinozoisit, Pyrit, Brauneisen und Rutil.

Ein ähnliches Gestein wurde im äußersten Nordosten des Arbeitsgebietes gefunden. Es ist ebenfalls recht massig ausgebildet, dabei aber auch feingefaltet und weist ebenfalls Karbonatlagen (gelblich bis beige) und chloritführende Lagen auf. Es bildet einen wahrscheinlich linsenförmigen Körper im Quarzphyllit.

Gefüge: U.d.M. erkennt man die oben erwähnte Lagentextur; die Lagen sind jedoch lange nicht so scharf voneinander getrennt wie oben. Es handelt sich einerseits um eine sehr feinkörnige Quarz-Feldspatmasse mit Chlorit, andererseits um Karbonatquarzitlagen, in denen Kalzit und Quarz buchtig ineinandergreifen. Als Einsprengling fällt Albit auf. Ortsweise ist Chlorit mit Serizit verwachsen; Chlorit ist vor allem aber auch auf den Schieferungsbahnen zu finden.

Mineralbestand: Quarz, meist stark undulös, Albit, selten einfach verzwillingt, Chlorit (Klinochlor), sehr wenig Serizit, Kalzit (auf die Karbonatquarzitlagen beschränkt), akzessorisch Rutil und opakes Titaneisen, limonitisierter Pyrit und Epidot.

Wenn auch die Tektonik die ursprünglichen Gefüge verwischt hat, so kann man aufgrund des Mineralbestandes, besonders der Ti-Führung von Metabasiten sprechen.

1.120 Karbonatische Einschaltungen

1.1201 Vorbemerkung

Schon seit dem Ende des letzten Jahrhunderts sind Farbreaktionen zur Identifikation von Karbonaten bekannt, die in neuerer Zeit vor allem von G. M. FRIEDMAN (1959) und S. St. J. WARNE (1962) weiterentwickelt und ergänzt worden sind. Sämtliche Reaktionen dieser Art beruhen auf der Bildung von farbigen, kationischen Komplexen. Damit in Kombination wurde die Technik des Folienabzuges angewendet (K. GERMANN 1965).

Da sich die meisten Karbonatgesteine schon makroskopisch als überwiegend dolomitisch erwiesen, wurde zunächst auf Gehalt und Verteilung von Kalkspat geprüft. In Anlehnung an K. GERMANN (1965) verwendete ich zur Färbung des Kalkspates die Hämatoxylin-Lösung nach HARRIS. Der Farbniederschlag ließ sich quantitativ mit der Azetatfolie abziehen.

GERMANN (1965, SS. 297 u. 300) hat auf eine anorganische Färbemethode für Dolomit hingewiesen; sie wurde nach seinen Angaben durchgeführt. Die gefärbten Anschliffe ließen sich nicht immer quantitativ mit der Azetatfolie abziehen. Dagegen brachte die gleiche Methode mit Dünnschliffen sehr gute Ergebnisse. Die Färbung gelang sehr exakt und wurde auch durch das Abdecken des Dünnschliffes nicht verschmiert. Eigenartigerweise färbte sich in der gleichen Weise, aber etwas schwächer, der Serizit.

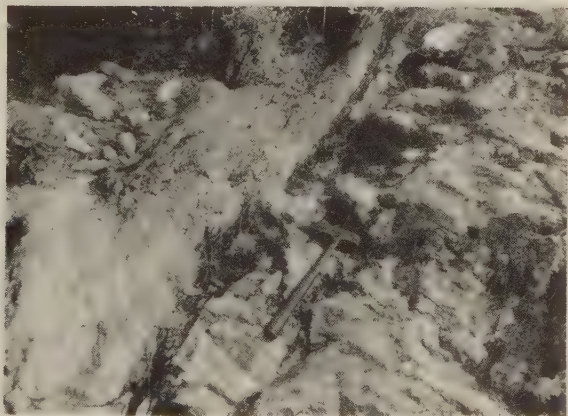
Die Eisendolomite wurden mittels Farbreaktionen nach FRIEDMAN (1959) (s.o.) qualitativ als solche bestimmt.

1.1202 Allgemeines

Die Quarzphyllite wurden von nahezu allen Autoren präkambrisch bis karbonisch, d.h. überwiegend paläozoisch eingestuft, die karbonatischen Einschaltungen dagegen immer mit dem angrenzenden Radstädter Mesozoikum verglichen und in der Folge auch ins Mesozoikum gestellt. Erst MOSTLER (1963 b, S. 30) deutet vorsichtig an: "Das Alter der Eisendolomite ist vollkommen offen, doch dürften sie am ersten dem Paläozoikum zuordenbar sein". Er meint damit die Eisendolomite, die vom Seyfriedsgraben nach Osten zum Fürbachgraben hinüberziehen. Sonst erwähnt MOSTLER in seiner Dissertation nur "bis etwa 1 m mächtige Karbonatlagen" als sicher paläozoisch (S. 18). Er meint damit die Marmore am Nordhang des Fürbachgrabens bei 1 270 m SH an der Forststraße.

Merkwürdigerweise wurden die karbonatischen Gesteine der Quarzphyllitserie immer außerordentlich isoliert betrachtet. M.E. kann man nicht einzig und allein eine geringe randliche Verschuppung als Kennzeichen für ihren - auf die Quarzphyllitserie bezogen - ortsfremden Charakter verwenden! Zwischen faltungskompetenten Gesteinen (Dolomiten und Kalken) und faltungsinkompetenten Gesteinen (z.B. Phylliten) entsteht bei intensiver Durchbewegung (unter gerichtetem Druck) immer ein etwas ungleichförmiger, tektonischer Kontakt. So sind m.E. die meisten karbonatischen Einschaltungen viel leichter zu erklären: Phyllite werden ganz engscharig gefaltet und an Dolomite angepreßt (s. Abb. 2). Die Vorstel-

Abb. 2 Kontakt zwischen Quarzphyllit (links mit engständiger Schieferung) und Dolomit (rechts) am Fürbach



lung einer Schuppung, wie sie z.B. TRAUTH (1927) in seinen Profilen zeigt, ist viel zu kompliziert, zumal sie geologisch häufig nicht stimmt. Wo sollte man z.B. die Eisendolomite hernehmen? In den Radstädter Tauern ist ein solches Schichtglied nicht vertreten. Auch die Kristallinität (s. MOSTLER 1963 b) bildet in einem Gebiet, in dem schwache Diaphthorese, besonders aber Rekristallisation stattfand, sicher kein Kriterium für eine wenn auch nur grobe Alterseinstufung.

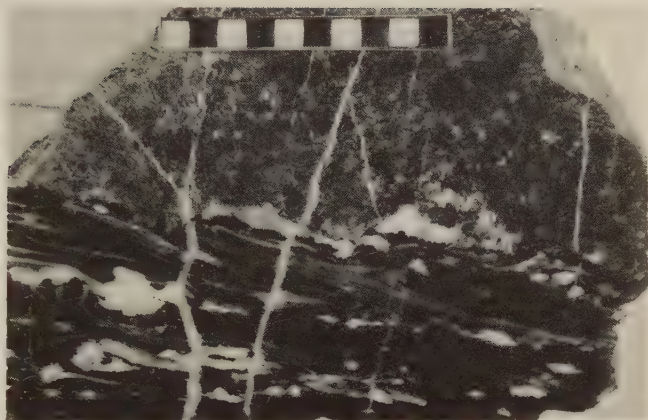
1.1203 Die Eisendolomite

Zwei Typen sind zu unterscheiden: der erste Typ (s.o.a. Zitat MOSTLER 1963 b, S. 30) ist ein mittelgrauer Dolosparit (Korngröße um 0,25 mm) mit teilweise sehr grobkristallinen Lagen von vielleicht ehemaligem Crinoidengrus; manche Kristallaggregate weisen darauf hin. An der Liegendgrenze mehren sich feinste Suturen, wie sie häufig durch Sedimentauflast entstehen. Sie sind durch feinste Plättchen optisch nicht bestimmbarer Schichtsilikate gekennzeichnet. Das gleiche Gestein ist an einem Seitengraben des Fürbachs teilweise vererzt (weiteres bei der Beschreibung des Erzlagere). Genauso schichtungslos wie dieser Eisendolomit ist der zweite Typ. Er tritt ca. 1,5 km nördlich Mitterkleinarl auf. Es handelt sich um einen hell- bis mittelgrauen, grobstückig und scharfkantig brechenden, feinklütigen Dolomit mit geringen Fe-Gehalten; letzteres zeigt sich an der nicht seltenen Besetzung der Klüfte mit Siderit. Das Gestein ist von sehr feinen Rissen und Klüften durchzogen, die meist durch Kalzit ausgeheilt sind.

1.1204 Die Bänderkalke

Wir haben zwei recht ähnliche Typen vorliegen, die sich nur im primären Ton- und Quarzgehalt voneinander unterscheiden. Am Seyfriedsgraben und am Fürbachgraben (s.o.) sind sie teilweise dolomitisiert. Es handelt sich in bei-

Abb. 3: Grenzbe-
reich zwischen
Bänderkalk und
Eisendolomit;
300 m nördl. des
Seyfriedsgrabens
1 500 m SH
Maßstab $\hat{=}$ 5 cm
(Anschliff)



den Fällen um einen scharf abschneidenden, vor- und zurück-
gebuchteten Dolomitisierungskontakt (s. Abb. 3). Selten
sind nahe der Grenze auch Dolomitmörner zu finden, die noch
völlig von Bänderkalk umgeben sind. Der Bänderkalk ist in
Kontaktnähe im mm- bis cm-Bereich gefaltet. Ob diese Fal-
tung tektonische Ursachen hat, ist nicht sicher zu sagen,
da sich der gesamte Karbonatkörper sehr starr gegenüber der
Durchbewegung verhalten hat. Eher handelt es sich um eine
sedimentäre Gleitfaltung. Der Schichtverband zwischen Bän-
derkalken und Eisendolomiten am Seyfriedsgraben wie am
Fürbach gleicht sich so sehr, daß man in beiden Vorkommen
das gleiche stratigraphische Niveau sehen muß. (vgl. S. 51)

Weitere stärker kristalline Bänderkalke sind in einem
tektonisch tieferen Niveau dem Quarzphyllit eingeschaltet.
Sie sind nicht mit Eisendolomiten verknüpft, standen aber
ebenfalls mit den Quarzphylliten in primär-sedimentärem
Kontakt. Der Schichtverband mit dem Quarzphyllit ist etwa
100 m südlich Pkt. 1 326 im Straßenanschnitt gut aufge-
schlossen. Das Gestein zeigt eine Bänderung von weiß bis
dunkelgrau, die einer ehemaligen Feinschichtung von kie-
selreicheren und kieselärmeren Lagen entspricht; in ähn-
licher Weise beschreibt CLAR (1929, mit Abb.) bestimmte
Teile des Schöckl-Kalkes bei Graz.

Alle anderen Vorkommen paläozoischer Karbonatgesteine werden unter dem Abschnitt über die Scheelitvorkommen beschrieben, da sie Scheelit führen. Nachstehend (unter 1.13) soll noch einmal der Schichtverband dieser karbonatischen Einschaltungen mit dem Quarzphyllit und von daher ihre Stellung ins Paläozoikum betont werden.

1.121 Zur Mineralfazies und Metamorphose

TRAUTH (1925) und MOSTLER (1963 b) erwähnen das seltene Auftreten von Biotit. Bei eigenen Untersuchungen konnte dieser nicht festgestellt werden. Daher ordne ich die Gesteine der Quarzphyllitserie der Quarz-Albit-Muskowit-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies des Barrow-Typs (WINKLER 1967) zu.

In den Phylliten wie den Grüngesteinen ist Diaphthorose festzustellen. Bei den Prasiniten ist diese bereits durch die Prasinit-Reaktion gegeben (ANGEL 1940). In den Phylliten ist die Verwachsung von Chlorit mit Serizit häufig anzutreffen. Außerdem ist eine starke, alpidische Rekristallisation für nahezu alle Gesteine kennzeichnend.

1.13 Altersstellung der Quarzphyllitserie und Vergleiche mit ähnlichen Serien

Der Versuch, mit Hilfe von Mikrofossilien die Altersstellung der Quarzphyllitserie sicherzustellen, mußte ohne Erfolg abgebrochen werden. Etwa 150 Conodontentests brachten kein Ergebnis. Auch die Überprüfung von Karbonatschiefern auf Hystrichosphaeren, die freundlicherweise Herr Prof. Dr. A. EISENACK, Tübingen, vornahm - ihm sei an dieser Stelle herzlich gedankt - , erbrachte keine Mikrofossilien.

In der Literatur der letzten 100 Jahre sind die verschiedensten Angaben über das Alter der Quarzphyllitserie zu finden. Sie reichen vom jüngsten Präkambrium bis zum "oberkarbonen Wildflysch" (KÖBER 1955). In älterer Zeit

(1922) sieht KOBER in dieser Serie allerdings Silurschiefer. Dieser Einstufung möchte ich am ehesten zustimmen, und zwar aus folgenden Gründen:

Vergleiche mit dem Tarntaler Quarzphyllit zeigen, daß dieser die gleichen Eisendolomite und Grüngesteine als Einlagerungen enthält. Sie werden von SCHWINNER (1935) variskisch datiert und sollen erst in variskischer Zeit dem Quarzphyllit eingefaltet worden sein. Rechnet man den Lagerstättenbereich der Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Lux zum Innsbrucker Quarzphyllit, der dem Tarntaler Quarzphyllit gleichzusetzen ist, so konnten HÖLL & MAUCHER (1967) durch Conodonten ein Alter von Silur bis Devon festlegen. Ebenso werden bei SCHWINNER (1935) Vergleiche mit dem Gebiet von Turrach-Innerkrems angestellt. Auch hier sind einer Serie von Phylliten Eisendolomite in Verknüpfung mit Bänderkalken eingeschaltet. In diesem Bereich konnte in neuester Zeit mit Hilfe von Conodonten silurisches Alter nachgewiesen werden (HÖLL 1970 b). Eine zeitliche Begrenzung im Hangenden gibt hier das (nach SCHWINNER 1935) diskordant übergreifende Oberkarbon der Stangalm. Allerdings scheint dies eine Besonderheit des mittelostalpinen Bereichs zu sein; im Paläozoikum des Tauernfensters und seines unterostalpinen Rahmens ist eine derartige Diskordanz bisher nicht bekannt.

Aus diesen Vergleichen läßt sich schließen, daß zumindest Teile der Quarzphyllitserie silurisches bis devonisches Alter haben.

1.2 Das Mesozoikum

1.2.1 Eingeschupptes Mesozoikum und mesozoische Erosionsreste

Auf dem Kamm zum Flachauer Tal sind dem Quarzphyllit einige "Späne" von Radstädter Mesozoikum eingeschuppt, und zwar subparallel bis parallel zur Schieferung. Sie sind größtenteils schon stark abgetragen. Erosionsreste dieser

Vorkommen, meist in cbm- bis Hausgröße, sind den Hang ins Kleinarltal hinabgeglitten. Es handelt sich dabei um anisische Dolomitschlierenkalke und Bänderkalke (siehe MOSTLER 1963 b, S. 29) in der Umgebung der Fürstwand und des Wetterkreuzkopfes und vielleicht ladinische Dolomite beim Pkt. 1 962 (Brandstattkogel). Alle Gesteine lassen sich gut mit der Mitteltrias der höheren Radstädter Decken vergleichen und unterscheiden sich vor allem nach der Art der Einlagerung von den paläozoischen Karbonatgesteinen. Sie sind als durch die Quarzphyllitdecke abgescherte Späne einer tieferen Radstädter Decke zu bezeichnen und bei deren Überfaltung in die heutige Lage verfrachtet worden. Die Isoklinalfalten, die TRAUTH (1927) in seinen Profilen darstellt, sind im Gelände nicht festzustellen.

Etwas nördlich der Grenze zwischen Penninikum und Unterostalpin zieht sich den Hang des Grafenberges eine Kette von Erosionsresten eines anisischen Bänderkalkes bis ins Kleinarltal hinab. Diese Bänderkalke sind teilweise noch mit einem typischen Skyth-Quarzit im Liegenden verknüpft.

2. Das Penninikum

2.1 Die mesozoischen Schichten

2.11 Die Klammkalk-Schwarzphyllit-Serie

Die Klammkalke bilden überall das Liegendste der Klammkalk-Schwarzphyllit-Serie, auch im Kitzstein, den ich als eine in der Achsenfläche durchgerissene und später hochgepreßte Falte ansehe (s. Profil B - B'). Im Gegensatz zu MOSTLER's Angaben (1963 b) fallen die Schichten im Gipfelbereich des Kitzsteinhörndls (KT-Stein 1 935 m) nach Norden, biegen dann aber um - dies ist in der Nordwand des Kitzsteinhörndls recht gut zu sehen - und fallen in der Umgebung der Forststraße (nördlich Pkt. 1 395) und auch oberhalb ständig nach Süden. Da die Schieferung hier flacher

als die Schichtung einfällt, haben wir darin den sehr mächtigen, überkippten Liegendschenkel der Falte zu sehen. An einer Stelle sind den Klammkalken grünliche Serizitphyllite eingelagert. Östlich des KT-Steins 1 935 m (Kitzsteinhörndl) sind den Klammkalken dolomitsandhaltige Schiefer eingeschaltet. Von Mitterkleinarl nach Süden kommen zu beiden Seiten des Tales weitere kleine Klammkalkzüge vor. Sie konnten von MOSTLER's Karte (1963 b) übernommen werden. Seine Beschreibung der Klammkalke bedarf kaum einer Ergänzung. Zusätzlich wurden noch zwei Züge von Karbonatsandsteinen auskartiert. Sie enthalten lagenweise überwiegend Kalzit oder Dolomit. Außerdem sind in den gebankten Teilen der Klammkalke Risse zu beobachten, die diagenetisch mit Kalzit ausgeheilt sind.

Als nächsthöheres Schichtglied, immer über den Klammkalken folgen die Kalk- und Schwarzphyllite. Auch sie erfaßt MOSTLER (1963 b) in allen Einzelheiten so gut, daß auf eine eigene Beschreibung in diesem Rahmen verzichtet werden kann. Auch seiner Alterseinstufung schließe ich mich an (1963 b, S. 57): "Aus der Art der sedimentären Verknüpfung von Phylliten, Liasbreccien, Sandsteinen und Dolomitfeinbreccien ist wohl für wenigstens einen Teil dieser Serie liassisches Alter anzunehmen, gesichert auf jeden Fall nachtriadisches Alter." Allerdings verlegt er im gleichen Atemzuge die Klammkalke ins Hangende der Kalkphyllite. Dieser Ansicht kann ich wiederum nicht folgen (siehe Profil B - B').

Als linsenförmige Schuppen, vielleicht teilweise auch in echter Wechsellagerung mit den Kalk- und Schwarzphylliten treten hellgrüne Serizitphyllite auf. Von den teilweise sehr ähnlichen, entsprechenden Gesteinen der Quarzphyllitserie unterscheiden sie sich vor allem durch einen erheblich höheren Karbonatgehalt. Makroskopisch handelt es sich um hellgrüne bis silbergraue Serizitphyllite, die auf den Schieferungsflächen eine ausgeprägte Lineation zeigen. Sehr kennzeichnend sind silberne Muskowitflatschen. Im Schnitt senkrecht zur Lineation kann man mehr oder weniger deutlich

hellgrüne und weißlichgraue Lagen unterscheiden, die intensiv miteinander verfaltet sind. Außerdem ist das Gestein von zahlreichen Quarzknauern durchzogen. Manchmal sind auch epidotreiche Knauern vorhanden (Probe 1010). Gefüge: U.d.M. erkennt man die gleichen Lagen: ein feinkörniges Quarz-Kalzit-Mosaik wechselt mit innig miteinander verwachsenem Chlorit und Serizit. In Knauern treten stark undulöser sammelkristallisierter Quarz und Kalzit auf. Außerdem sind frisch gesproßte Tafeln von Chlorit und Albit zu beobachten.

Mineralbestand: Quarz, Kalzit, Albit in den Sandkalklagen, Chlorit (Klinochlor, kaum pleochroitisch, opt. +), Serizit und Fe-Karbonat; akzessorisch Turmalin in den Chlorit-Serizit-Lagen, sonst Rutil, Apatit, Pyrit, Epidot und Hämatit.

Im unteren Teil des Mauereckgrabens sowie im unteren Saugraben wurden talkführende hellgrüne Serizitschiefer gefunden, die reichlich Pyrit führen. Bis 1 cm große Würfel sind nicht selten. Sie gehören in beiden Fällen den Kalk- und Schwarzphylliten als linsenförmige Einschaltungen an.

2.12 Quarzit-Schiefer-Serie

Im Süden (oberer Teil des Roßfelagrabens) und im Norden (am Grafenberg) folgt über der Klammkalk-Schwarzphyllit-Serie die Quarzitschiefer-Serie. Am weitesten verbreitet ist ein grau-grünlicher Quarzitschiefer mit flächigem bis linearem Gefüge, wobei letzteres aber deutlich überwiegt. Die Quarzitschiefer sind von den penninischen Gesteinen des Arbeitsgebietes am stärksten durchbewegt. Im Schnitt senkrecht zur Lineation zeigt sich eine bis in den mm-Bereich reichende Feinfältelung. Deutlich sind Lagen von Karbonatquarzit, die reichlich braun anwitterndes Eisenkarbonat führen, zu unterscheiden. Weiterhin fallen grünliche bis

schwärzliche Lagen mit Chlorit und Serizit auf. Sie treten jedoch stärker zurück. Auf den Schieferungsflächen ist ein mäßiger bis starker Seidenglanz kennzeichnend. Letzterer und das Fehlen einer alten Lineation ermöglichen die Zuordnung zu den penninischen Serien. Vom Mineralbestand her sind diese Gesteine dem Quarzphyllit oft zum Verwechseln ähnlich. Immer wieder sind kieselige Dolomite und Feinbreccien eingeschaltet.

Karbonatische Einschaltungen treten vor allem im obersten Teil des Roßfeldgrabens auf; außerdem sind dieselben im Stuhlgraben etwas oberhalb 1 400 m SH in einem Wasserfall erschlossen. Es sind Dolomite in walzen- oder linsenförmigen Körpern, verbunden mit einem feingebänderten, kieseligen Kalk und gut herauswitternden, tuffogenen Absätzen von grünlicher bis violetter Farbe.

2.13 Die Grüngesteine

Zwei Züge von Epidotschiefer - sie liegen beide im Südwesten auf Blatt Hüttschlag - gehören wahrscheinlich zur Quarzitschiefer-Serie. Da sie im Liegenden dieser Serie nur als Lesesteine oder cbm-große Blöcke zu finden sind, ordne ich sie dieser Serie zu. Schon an der Farbe sieht man den hohen Gehalt an Epidot. Außerdem sind mm-mächtige, weißliche Lagen zu erkennen. Das massige, etwas schiefrige Gestein bildet Härtlinge, ist aber häufig durch die Erosion in Teilzüge aufgelöst.

Gefüge: U.d.M. kann man einen dichten Epidot-Chlorit-Filz und Quarz-Epidot-Kalzit-Zeilen unterscheiden. Quarz erscheint in sehr gleichkörnigem Mosaik. Feinkörniger Albit begleitet die Epidot-Chlorit-Lagen, sonst tritt er selten als Einsprengling auf.

Mineralbestand: Quarz (etwa 10 Vol. %), Albit (3 - 4 %), immer klar, unverzwilligt und hypidiomorph, Epidot (65 - 70 %), (eisenreich, stark pleochroitisch, manchmal fast opak),

Chlorit (10 - 13 %) als Klinochlor (fast kein Pleochroismus, opt. +), Serizit (ca. 2 %), akzessorisch Klinozoisit, opaker Titaneisenfilz, Kalzit

Im Sinne von ANGEL (1940) haben wir hier Grünschiefer vorliegen.

Im Bereich des Täubl-Grabens erstreckt sich ein Zug von karbonatführenden Chloritschiefern (Südwestecke von Blatt Flachau). Schon äußerlich sind in dem massigen Gestein graue Kalksandlagen und dunkelgrüne Chloritlagen zu unterscheiden; sie sind nur in geringem Maße feingefältelt. An der Basis des Quarzphyllits sind die Chloritschiefer teilweise mit diesem verschuppt.

U.d.M. beobachtet man die gleichen Lagen. Chlorit ist filzartig verbreitet und geht zusammen mit locker gestreutem Epidot und meist sehr feinkörnigem Albit, sehr selten kommt etwas Quarz hinzu. Außerdem werden die Chloritlagen von einem dichten, opaken Titaneisenfilz begleitet. In den Sandkalklagen fallen neben Kalzit und Quarz einige große, gesproßte Albite auf (An-Gehalt 5 - 10 %).

Ein in der Mineralzusammensetzung ähnliches, jedoch viel stärker durchbewegtes Gestein ist in einem Graben WNW der Brücke 922 über den Kleinarlbach aufgeschlossen. Hier fällt vor allem der hohe Gehalt an Rutil ins Auge. Er bildet mit einem nicht bestimmaren opaken Filz ganze Lagen, die einen dichten und sehr feinkörnigen Chlorit-Serizit-Filz begleiten. Gelegentlich erkennt man noch reliktsche Umrisse von Hornblenden. So kann man sich vorstellen, daß diese rutilreichen Lagen aus Ti-haltigen Hornblenden hervorgegangen sind.

Alle drei beschriebenen Grüngesteine sind durch ihre Titanführung als basische Metatuffe gekennzeichnet.

Unterhalb von Pkt. 1 812 im Westkamm erstreckt sich auf mehrere 100 m im Streichen ein massiger, dunkelgrüner Chloritfels. Er erinnert in der Zusammensetzung an das von

MOSTLER (1963 b) beschriebene Vorkommen von Langbrand im Großarlal, beinhaltet aber keine Erzführung. Der Kontakt zum Nebengestein, den Schwarzphylliten, ist nicht aufgeschlossen und daher nicht zu erfassen.

U.d.M. fällt sofort ein stark verfilztes Geflecht von anomal braunem Chlorit (Klinochlor) auf, der manchmal optisch einachsigt wird. Normalerweise zeigen Schnitte senkrecht zu einer Bisektrix optisch positiven Charakter mit sehr kleinem Achsenwinkel. Dieses Mineral macht etwa 90 % des Gesteins aus; Serpentin, der optisch dem Chlorit sehr ähnlich ist, aber keine anomalen Interferenzfarben zeigt, wurde nicht gefunden. Sehr kennzeichnend als Nebengemengteil ist Rutil (etwa 5 %), der gleichmäßig in kleinen Aggregaten das Gestein durchzieht. Selten ist Serizit mit Chlorit verwachsen. In kleinen Knauern tritt stark undulöser Quarz in sammelkristallisierten Aggregaten auf. Akzessorisch erscheint etwas Roteisen.

Dem Mineralbestand zufolge haben wir einen Chloritfels vorliegen, über dessen Herkunft sich nichts sagen läßt, da keine Reliktstrukturen mehr vorhanden sind. Aus der Rutilführung läßt sich vielleicht auf einen basischen Vulkanit als Ausgangsgestein schließen.

2.14 Die Breccie des Zirbenstein (KT-Stein 1787 m)

Als höchstes penninisches Schichtglied baut eine z.T. aus riesigen Komponenten bestehende Breccie den Zirbenstein und die Wand in dessen westlicher Fortsetzung (Pkt. 1'913) auf. Dagegen setzt sie sich nicht in den Benckopf (KT-Stein 2 011 m) fort (wie bei MOSTLER 1963 b). Es handelt sich um eine Breccie mit vorwiegend quarzitischer Matrix und dolomitischen Komponenten, aber auch Quarziten. Z.B. ist ein ganzer Körper von liassischem Quarzit aufgearbeitet. Außerdem sind immer wieder Schwarzphyllite und sicher penninische Quarzitschiefer vertreten. Die Größe der Komponenten ist außerordentlich variabel, sie geht von

einigen cm bis zu 1000-en von cbm. Gerade diese Tatsache stimmt mit dem Habitus der Schwarzeck-Breccie der Radstädter Tauern überein.

FRASL & FRANK (1966) stört es offensichtlich etwas, daß die Schwarzeck-Breccie zum Unterostalpin gerechnet wird; sie schreiben (1966, S. 43): "Die Südgrenze des hier betrachteten Sedimentationsraumes" (gemeint ist damit die Fuscher Fazies der oberen Schieferhülle) "bildete im Jura eine Schwellenzone, die sich durch starke und länger anhaltende Breccienschüttung auszeichnet. Diese breccienreiche Zone - im Osten durch die Schwarzeckbreccie repräsentiert - wird aber schon zum unterostalpinen Faziesraum gerechnet ...". Da diese Breccienbildung zur Zeit von Oberjura und Neokom nur in den tieferen Radstädter Sedimentationströgen auftritt, besteht m.E. durchaus die Möglichkeit, sie auch im höchsten penninischen Ablagerungsbereich wiederzufinden. Dieser lag ja ursprünglich den heute tiefsten unterostalpinen Einheiten unmittelbar nördlich benachbart. Insofern halte ich eine Zuordnung dieser Breccien zum penninischen Bereich für gerechtfertigt.

2.15 Zur Altersstellung der penninischen Serien

TOLLMANN (1963 a) erwähnt in seiner Arbeit über die Tappenkarberge die Quarzitschieferserie. Über die Alters-einstufung dieser Serie schreibt er (1963 a, S. 104): "Als Alter dieser quarzitischen Gesteine erachte ich nicht unbedingt, wie ja zunächst naheliegen würde, den Lias. Als Alter dieser hochpenninischen Quarzite ist aber eher Tiefneokom anzunehmen: zunächst deshalb, weil dieser Quarzit in der Unterlage der östlichen Radstädter Tauern lokal in Dolomitbreccien vom Schwarzecktypus übergeht, für die oberjurassisch-tiefneokomes Alter in Frage kommt." TOLLMANN betont zwar, daß diese Einordnung auf "außerordentlich schwachen Füßen" steht. Nach meinen eigenen Aufnahmen im nördlich anschließenden Gebiet ist jedoch nur diese Einordnung möglich. Zur Begründung möchte ich noch einmal die

X aufgeschob. Permotrias X
 Qu.-Phyllit Mylonit

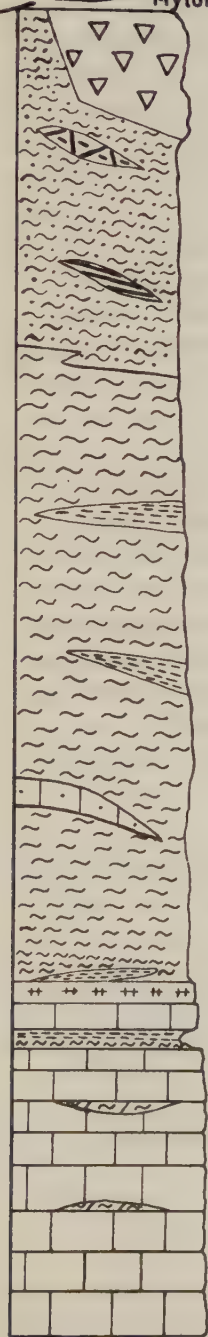


Abb. 4: Schematisches Säulenprofil
 durch die penninischen Se-
 rien im Bereich des Klein-
 arltales; Legende siehe Le-
 gende zur Geologischen Karte!

Schichtenfolge des Penninikums im Bereich des Kleinarltals darstellen (siehe auch das schematische Säulenprofil dazu). Genau wie MOSTLER (1963 b) nehme ich für die Klammkalke und die darauffolgenden Kalk- und Schwarzphyllite tiefjurassisches Alter an. Die stratigraphische Beziehung zwischen den Schwarzphylliten und den hellgrünen Serizitphylliten ist durch die Tektonik nicht mehr klar rekonstruierbar. Überall über den vorgenannten Schichten folgt die Quarzitschieferserie, auch im Profil des Stuhl- und Steinkargrabens östlich Mitterkleinarl. Ich stelle sie daher analog TOLLMANN (1963 a) in den Oberjura. Als jüngstes Schichtglied käme die, allerdings nur lokal vertretene, "Schwarzeckbreccie" vom Zirbenstein in den höchsten Jura, bzw. ins tiefste Neokom.

2.16 Bemerkung zu MOSTLER's penninischer Serie B

Zuletzt sei noch vermerkt, daß ich MOSTLER's penninische Serie B trotz langem Suchen im Raum von Mitterkleinarl nicht finden konnte. Die Chloritoidschiefer, die MOSTLER (1963 b, S. 72 - 73) mit genauer Ortsangabe beschreibt, können nicht in die geologische Karte eingetragen werden und das "Halbfenster von Mitterkleinarl" (BRAUMÜLLER 1939) muß daher fallen gelassen werden. Ob es sich tatsächlich unter dem Schutt des 1966 in der Kesselwand eröffneten Steinbruches befindet?

2.2 Reste von unterostalpinem Permomesozoikum im Bereich der penninischen Serien

2.21 Der Benkkopf (KT-Stein 2 011 m)

Der Benkkopf wird aus Quarziten und Dolomiten des Mesozoikums aufgebaut. Nach MOSTLER (1963 b) sind die Schichten in eine Spitzfalte gelegt und streichen anders als die

Abb. 4 (vorstehend): Schematisches Säulenprofil durch die obere Schieferhülle im Bereich des Kleinarltales

umgebenden Schwarzphyllite. Allerdings sieht MOSTLER in den Dolomiten des Benkkopfes die Fortsetzung der Breccien des Zirbenstein (s.o.). Nach eigenen Beobachtungen kommen hier nur untergeordnet Feinbreccien vor. Der größte Teil des Benkkopfes besteht aus mittelgrauen, braun anwitternden, reinen Dolomiten und dolomitsandhaltigen Schiefern. Das Liegende dieser dolomitischen Folge bilden nach MOSTLER skythische Quarzite. Dieser Alterseinstufung schließe ich mich an; jedoch mutet es eigenartig an, daß MOSTLER die Dolomitfolge in den Lias stellt. Damit würde die ganze übrige Trias, die sonst überall in den Radstädter Tauern, zwar meist sehr reduziert, vorhanden ist, wegfallen. Nach eigenen Beobachtungen und Vergleichen mit der Radstädter Trias handelt es sich am ehesten um ladinische Dolomite; Fossilien fanden sich allerdings nicht. Am Thörlstein (Pkt. 2 016) ist die gleiche Folge mit ihrer primären Quarzphyllitunterlage vertreten.

Beide Vorkommen zeigen steil südsüdwestliches Einfallen bei einem durchschnittlichen Streichen von etwa 115° . Es ist schwer zu erkennen, was MOSTLER dazu veranlaßt hat, aufgrund des südlichen Einfallens eine Schuppung anzunehmen. M.E. sind diese Triasvorkommen in den Schwarzphyllit eingefaltet.

2.22 Der Nordabfall des Kitzsteins

Hier und in östlicher Fortsetzung am Kitzsteinhörndl sind einige triadische Erosionsreste erhalten geblieben. Oberhalb der Auhof-Alm hat MOSTLER (1963 b) Rauhwacken und Dolomitschlierenkalke beobachtet. Diese anisischen Schichtglieder finden sich im obersten Teil des Saugrabens bei ca. 1 600 m SH wieder. Hier ist der tektonische Kontakt zum Klammkalk gut aufgeschlossen. Weiter östlich (bei Pkt. 1 436) treten Dolomitschlierenkalke und wahrscheinlich ladinische Dolomitfeinbreccien auf.

2.23 Der Grindkogel

Die Permo-Trias des Grindkogel und 400 m südlich des Grafenberges wird von folgenden Schichtgliedern gebildet: An der Basis liegt alpiner Verrucano in Form von blaß-grünen Serizitschiefern, die lokal in ihre primäre Quarz-phyllitunterlage übergehen können. Darüber folgen skythische Quarzite, die ihre größte Mächtigkeit in dem als Härtling herausstehenden Rücken bei Pkt. 1 684 erreichen (etwa 100 m). Weiter folgen im Profil anisische Rauhwacken in teilweise großer Mächtigkeit (bis 80 m) und plattig ausgebildete Marmore. Wahrscheinlich ladinische Dolomite beschließen die Schichtfolge.

2.24 Saugraben

Eine ähnliche Abfolge zeigt das Vorkommen bei Pkt. 1 119 südlich des Saugrabens. Sie wird hier noch vervollständigt durch die sauren Metavulkanite des alpinen Verrucano. Dieser Komplex lagert flach der Schieferhülle auf und ist mit ihr wohl den Hang abwärts verfrachtet worden.

2.25 Unterraingraben

Etwas nördlich des Unterraingrabens wurde bei ca. 1 500 m SH ein neues derartiges Vorkommen aufgefunden. Es enthält vom Liegenden zum Hangenden hellgrüne, milde Serizitschiefer des alpinen Verrucano, hellgrüne Skyth-Quarzite, anisische Rauhwacken und Bänderkalke.

3. Quartäre Ablagerungen und Landschaftsformen

3.1 Alte Talböden und andere alte Verebnungen

Das Kleinarltal wird beiderseits von alten Talböden begleitet. Im Norden beginnt es mit dem Kirchboden von Wagrain, der erst in historischer Zeit durchschnitten wurde, und zwar von einigen Bächen, die vom Weberland herunterkommen.

Weitere alte Talböden oder andere Verebnungsformen gibt es in dieser Höhenlage nicht. Reste eines Talbodens, die teilweise bereits stark zerstört sind, befinden sich in 1 600 - 1 700 m SH. Es sind dies die Gipfelregion des Grafenberges, die teilweise schon zum Flachauer Tal gehörende Verebnung um das Griesenkar-Haus, ca. 500 m nördlich Pkt. 1 774, unterhalb Pkt. 1 812 und die Auhofalm. Als Kare gehören in das gleiche Niveau das Steinkar und das Ahornkar. Die von MOSTLER (1963 b, S. 79) erwähnte Verebnung "oberhalb der Zirmegg-Alm" scheint mir ein verfülltes Kar zu sein. Weitere Kare sind das Griesenkar um das Wagrainner Haus und die Mulde zwischen Kitzstein und Kitzsteinhörndl (s. MOSTLER 1963 b).

3.2 Moränen und Hangschutt

Hier möchte ich mich völlig den Ausführungen MOSTLER's (1963 b) anschließen. Es ist tatsächlich ein großes Problem, Moränen vom Hangschutt zu trennen. Der Nordhang des Kitzstein zeigt in hervorragender Weise glaziale Abrasion (s. Abb. 5).

Abb. 5: Glaziale Abrasion
am Nordabfall des
Kitzstein



3.3 Quartäre Schotter

Quartäre Schotter bilden den gesamten Kirchboden; sie treten außerdem 2 km südlich Wagrain am westlichen Talhang, sowie westlich Mitterkleinarl auf.

III. Tektonik

1. Allgemeines

Im Arbeitsgebiet lassen sich zwei tektonische Groseinheiten unterscheiden: der unterostalpine Radstädter Quarzphyllit im Hangenden und Teile der oberen Schieferhülle (Penninikum) im Liegenden. Beiden Einheiten sind Reste von Radstädter Trias eingeschuppt oder eingefaltet. Die Serien der oberen Schieferhülle liegen hier im östlichsten Teil des Tauernfensters in der Klammkalkfazies vor. Nach TOLLMANN (1963 b) vertritt sie in diesem Raum die weiter westlich gelegene Fuscher Fazies. Im Hangenden ist sie durch eine stark gestörte Überschiebungsbahn gegen den unterostalpinen Radstädter Quarzphyllit abgesetzt, der mit Ausnahme des Grenzbereiches zur nördlich anschließenden Grauwackenzone überall flach auflagert (siehe MOSTLER 1963 b). Da die alpidische Tektonik des Quarzphyllits andere Richtungen aufweist als das Penninikum, darf man von der Quarzphyllitdecke (= Quarzphyllit-Serie) sprechen. Sie ist nach TOLLMANN die höchste, am weitesten vorgeglittene unterostalpine Decke. Schon seit längerer Zeit ist bekannt, daß nur der Verkehrtshenkel der Quarzphyllitdecke erhalten ist. Im Osten des Arbeitsgebietes transgrediert eine verkehrthliegende Permo-Trias-Folge. Diese verkehrte Lagerung ist auch an der Grenze zwischen Bänderkalk und Eisendolomit am Fürbach (s. u.) zu erkennen. An der Ostfortsetzung der Salzach-Längstal-Störung (siehe MOSTLER 1963 a) taucht die Quarzphyllitdecke nach Norden unter die oberostalpine Grauwackenzone ab. Im Süden ist die Permotrias des Ennskraxens auf den Quarzphyllit aufgeschoben.

Die Mächtigkeit der Quarzphyllitdecke ist östlich des Kleinarltales erheblich größer als westlich davon. Die Mächtigkeit des Unterostalpins nimmt zwar allgemein nach Osten hin zu, aber der scharfe Bruch des Kleinarltales ist nicht zu übersehen. Er gehört zu den zahlreichen N-S-streichenden Brüchen, die die penninischen Serien in zahlreiche Schollen zerlegt haben. An der großen Störung des Kleinarltales ist die Heraushebung des Penninikums besonders stark. Während das hangende Unterostalpin noch auf der Ostseite des Tales ansteht, erreicht das liegende Penninikum im Kitzstein 2 037 m! Von daher ist auch das steile Einfallen der Grenzstörungen zu verstehen.

Die alpidische Faltung ist größtenteils nordvergent. Die Triasvorkommen südlich und nördlich des Kitzstein sind sicher nordvergent eingefaltet oder (am N-Hang des Kitzstein) sogar überfaltet. Nur ganz untergeordnet konnte auch Südvergenz beobachtet werden.

Nur im Süden des Arbeitsgebietes kann der Bereich der Quarzphyllitserie östlich des Kleinarltales mit dem auf der W-Seite einigermaßen verglichen werden. Im Osten (im Stuhlgraben) wie im Westen (bei Pkt. 1 965) sind teilweise scheelitführende, karbonatische Schiefer eingelagert. Im tektonisch Hangenden sind auf beiden Seiten des Kleinarltales Quarz-Chlorit-, bzw. Serizit-Chlorit-Schiefer verbreitet. Auf den westlichen Bereich beschränkt bleiben Linsen von scheelitführendem, kieseligem Dolomit. Dennoch darf man annehmen, daß beide Bereiche der Quarzphyllitserie zu einem Ablagerungsbereich gehörten.

2. Zur Grenzziehung und Unterscheidung zwischen Penninikum und Unterostalpin

Wegen der häufig starken Ähnlichkeit bestimmter penninischer und unterostalpiner Gesteine (Quarzitschiefer und Quarzphyllit z.B.) und der schlechten Aufschlüsse war es oft schwer, die tektonische Grenze zwischen Quarzphyllit-

decke und oberer Schieferhülle auch nur ungefähr zu ziehen. Die Aufschlüsse für tektonische Messungen lagen zu weit auseinander. An einigen Stellen ist diese Überschiebungsbahn jedoch durch ein hellbräunlich anwitterndes, manchmal mylonitisiertes Gestein gekennzeichnet. Es handelt sich um einen schwach kieseligen, talkführenden Dolomit; die Talkschiefer fallen durch ihre mildgrüne Farbe auf.

Gefüge: U.d.M. erkennt man ein schwach angedeutetes Lagergefüge. Nur von Talk und ganz untergeordnet von Serizit werden diese Lagen nachgezeichnet. Hauptsächlich handelt es sich bei dem schwach geschieferten Gestein um einen schichtungslosen Dolomit.

Mineralbestand: Quarz, meist als Mobilisat auf Klüftchen, selten als kieselige Beimengung im Dolomit, als Karbonat ausschließlich Dolomit, Talk, anomal brauner Klinochlor, sehr selten klarer, unverzwilligter Albit, akzessorisch Erz (meist Hämatit, seltener Pyrit)

Da die Vorkommen der talkführenden Dolomite wegen ihrer geringen Ausdehnung in der geologischen Karte nicht ausgeschieden wurden, sei hier kurz ihre Lage erwähnt: im Pausgraben bei 1 180 m SH - hier sind sie noch zur oberen Schieferhülle zu rechnen -, beim Brandeck-Bauer westlich des Kleinarltales auf 1 100 m SH, im Stuhlgraben und südlich vom Zirbenstein. Weiterhin fallen sie unterhalb des Ennskraxens auf, wo sie verschuppte, penninische Grüngesteine sehr scharf begrenzen. Wegen der geringen Anzahl und der lokalen Begrenzung der Vorkommen kann man diesem Gestein aber keinen Leitwert für die Grenze Unterostalpin - Penninikum in diesem Raum zuerkennen.

Nachstehend wird versucht, einige Unterscheidungsmerkmale der penninischen und unterostalpinen Serien im beschriebenen Raum zu geben.

Unterostalpin
(Quarzphyllit-S.)

Seidenglanz auf den Schieferungsflächen selten

Grüngesteine immer diaphthoritisch

Runzelung auf den Schieferungsflächen in allen Richtungen (mehrfache Überprägung)

linsiges Gefüge

geringer Karbonatgehalt in den Phylliten (meist akzess.)

Penninikum

Seidenglanz auf den Schieferungsflächen sehr kennzeichnend, besonders für die Quarzitschiefer-Serie

Grüngesteine nie diaphthoritisch; grünliche Serizitphyl-lite mit starker Pyritführung fast durchwegs strenge Parallel-Textur (eine alpidische Faltung)

häufig griffelschieferartige Absonderung

intensive Karbonatführung in allen Gesteinen

Die Kristallinität der Kalke ist unmöglich als Unterscheidungsmerkmal zwischen Unterostalpin und Penninikum zu verwenden (vgl. MOSTLER 1963 b, S. 18), sind in beiden Bereichen doch Marmore enthalten. Die paläozoischen und triadischen Bänderkalke sind nur aufgrund ihrer tektonischen Position zu unterscheiden (s. o.).

3. Tektonischer Werdegang

3.1 Präalpidischer Zeitraum

Erstmals wurden innerhalb der Quarzphyllit-Serie eindeutig präalpidische B-Achsen nachgewiesen. Das Maximum dieser B-Achsen liegt zwischen 120° und 130° , ihre Neigung beträgt bis zu 35° nach Südost wie nach Nordwest (Diagramm 1). Etwa die gleiche Richtung hat FORMANEK (1963) im Schladminger Kristallin festgestellt; er nimmt paläozoisches Alter für diese Beanspruchung an. Außerdem wurde noch ein zweites Faltungs-B gemessen mit einem Streichen von $60 - 70^{\circ}$. Ob es sich dabei um ein B' zur oben erwähnten B-Lineation handelt, kann nicht sicher gesagt werden; dazu müßten noch wesentlich mehr Messungen diese Faltung bestätigen. Nimmt man an, daß die Quarzphyllitserie ein silurisch-devonisches Alter besitzt, so muß man diese Faltung in die variszische Ära einordnen.

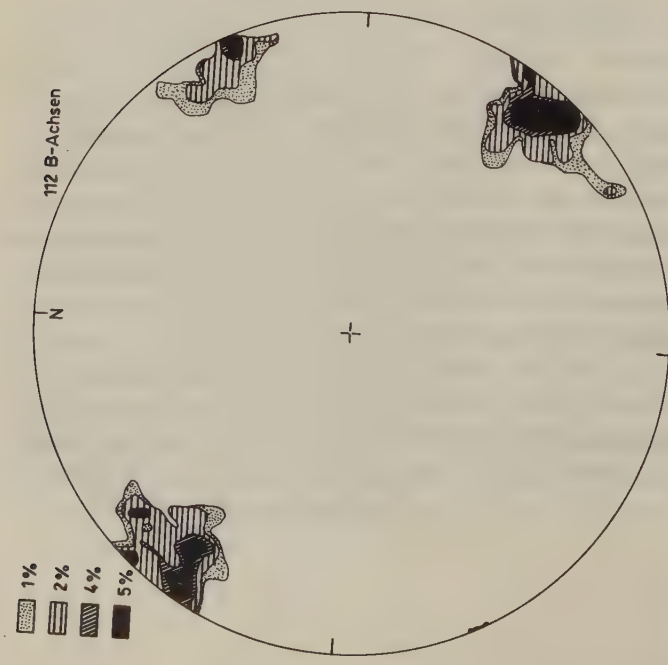


Diagramm 1 : Präalpidische B-Achsen im Quarzphyllit



Diagramm 2 : Präalpidische Schieferungsflächen im Quarzphyllit

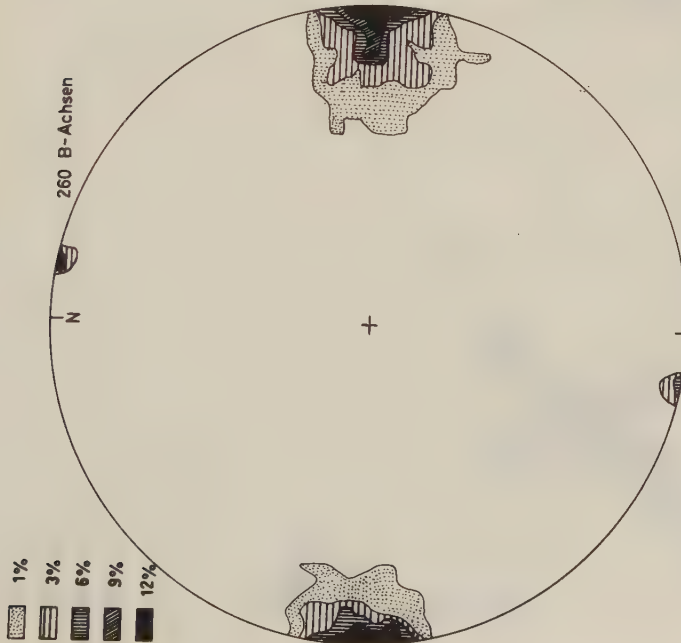


Diagramm 3 : Alpidische B-Achsen im Quarzphyllit

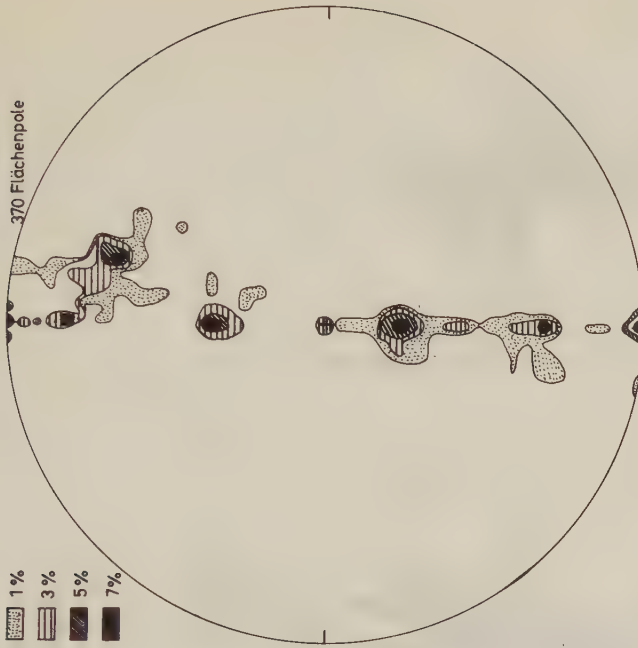
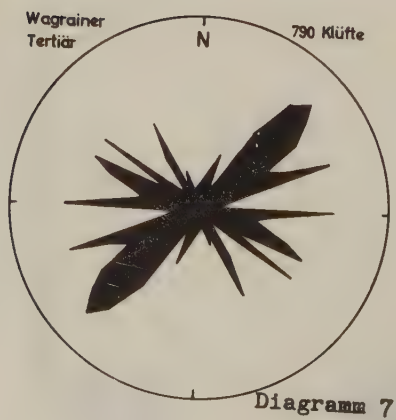
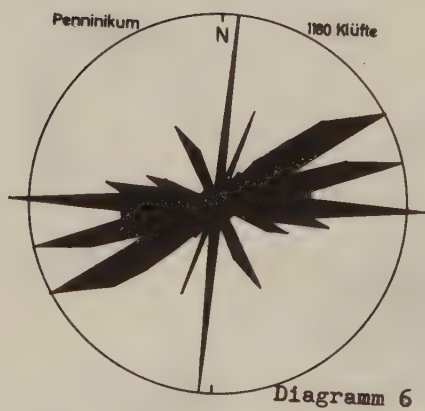
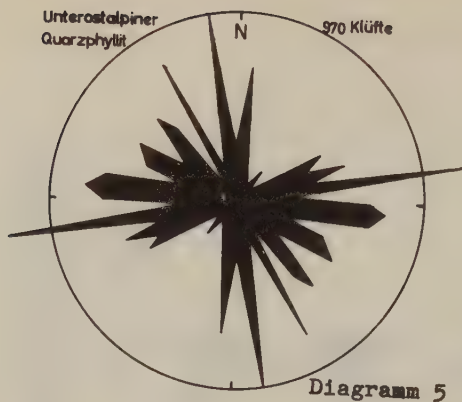


Diagramm 4 : Alpidische Schieferungsflächen im Quarzphyllit





50 B-Achsen

N

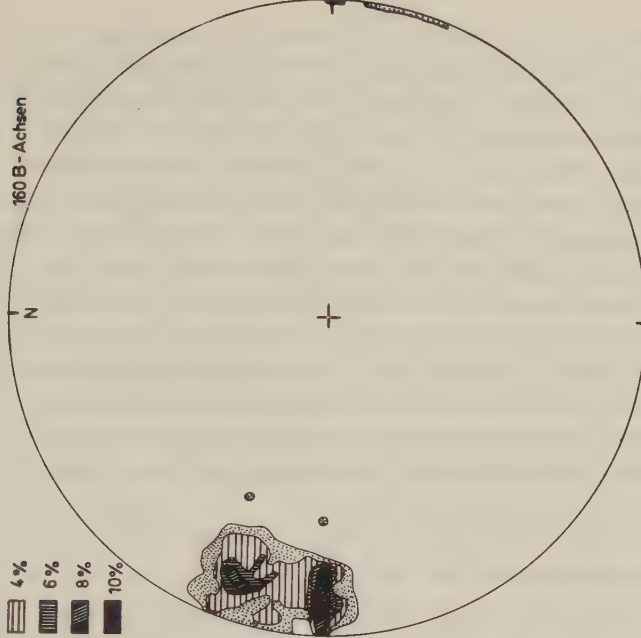


Diagramm 8 : B-Achsen in den Kammkalken



160 B-Achsen

N

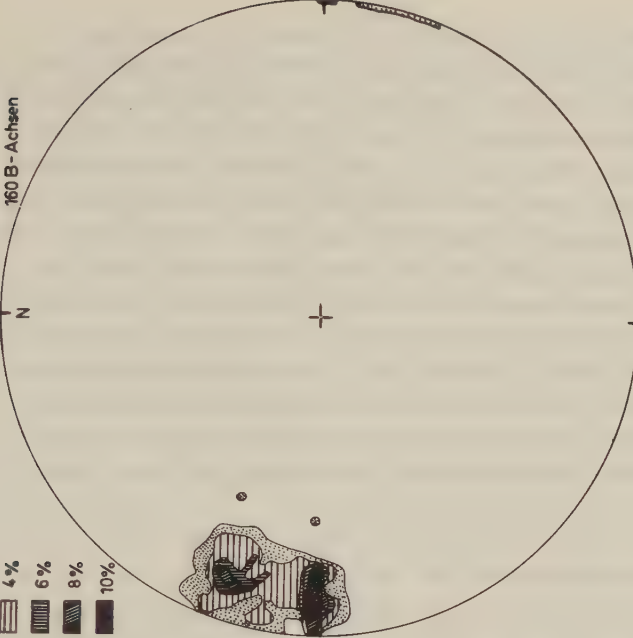


Diagramm 9 : B-Achsen in den penninischen Phylliten

Auf Diagramm 2 sind die Schieferungsflächen dargestellt, und zwar sind die Maxima der Flächenpole ausgezählt. Vergleicht man nun das Streichen der Schieferungsflächen mit dem Streichen der dazugehörigen B-Achsen, so besteht fast kein Unterschied. Diese Tatsache weist eindeutig auf eine Faltungsschieferung hin. Auch in dem Kluftdiagramm der Quarzphyllitserie (Diagramm 5) ist deutlich im Bereich zwischen 120° und 145° eine genetisch wichtige Kluftrichtung zu erkennen. Es handelt sich dabei um eine Scherklüftung, die wahrscheinlich zur variszischen Faltung, bzw. Schieferung gehört (vgl. o.). Eine zum variszischen Achsenplan gehörige ac-Richtung scheint durch die alpidische Tektonik völlig überprägt zu sein. Die in Frage kommende Richtung von 30° bis 50° fehlt nahezu ganz (Diagramm 5).

3.2 Alpidischer Zeitraum

Als erste, im bearbeiteten Raum sicher nachweisbare, alpidisch-orogene Bewegung ist die Deister-Phase zu nennen. Nach TOLLMANN (1966) gehört in diese Zeit die Bildung der Schwarzeck-Breccien. Aufgrund des jurassisch-tiefneokomen Alters der penninischen Serien kann man eine alpidische Faltung frühestens in die Unterkreide datieren. Weiterhin war schon zahlreichen Geologen (seit v. BUCH 1802) die streng W-fallende B-Lineation der Klammkalke und Kalkphyllite, bzw. Schwarzphyllite aufgefallen. Im Gegensatz zu den penninischen Serien fallen die B-Achsen der Quarzphyllitserie wechselweise nach E oder W oder sie pendeln um die Horizontale (Diagramm 3). So muß man annehmen, daß die N-S-streichenden Brüche, die zur Einkippung der B-Achsen des Penninikums geführt haben, vor der Überschiebung der oberen Schieferhülle durch die Quarzphyllitserie entstanden sind. Diese Überschiebung war nach OBERHAUSER (1964 und 1968) spätestens im Eozän vollendet. So darf man diese bruchtektonische Phase in die Oberkreide bis ins älteste

Tertiär datieren. In die gleiche Zeit fällt auch die Entstehung anderer Klüfte (Diagramme 5 u. 6). Die ac-Richtungen beider Bereiche differieren ziemlich wenig, deutlichere Unterschiede sind um die B-Achsen-Richtungen zu erkennen. Im Penninikum liegen die Maximalwerte zwischen 65° und 90° , im Unterostalpin zwischen 80° und 105° (Diagramme 3, 8, 9). Die Kluftdiagramme (Diagramme 5, 6) zeigen nahezu die gleichen Maxima. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um eine der Faltung zugehörige Scherklüftung.

Im Norden schließt an mein Arbeitsgebiet inneralpines Tertiär an, das sogenannte Wagrainer Tertiär. Nach pollenanalytischen Untersuchungen wird es ins Miozän eingestuft (KLAUS 1958). In diesen miozänen Konglomeraten und Sandsteinen wurden ebenfalls Kluftmessungen durchgeführt, um einen weiteren zeitlichen Anhaltspunkt zu erhalten. Erstaunlicherweise stellte sich heraus, daß in postmiozäner Zeit die N-S-Richtungen nur geringwiederbelebt wurden; dagegen tritt eine nur schwer einzuordnende Richtung von 40° bis 60° bei einem Streichen von durchschnittlich 70° in den Vordergrund (Diagramm 7). Die anderen Richtungen sind auch in den Diagrammen des Penninikums und des Unterostalpins wiederzufinden, sind also nach dem Miozän neu belebt worden.

MOSTLER (1963 b) versucht, die B-Achsen-Differenz beider tektonischer Bereiche zu deren Unterscheidung heranzuziehen. Da er nur alpidische B-Achsen kennt, kommt dieser Unterschied nicht deutlich heraus. Das Vorhandensein eines wahrscheinlich variszischen und eines alpidischen Achsensystems kennzeichnet den Quarzphyllit dagegen eindeutiger. Nachstehend ist der Ablauf der tektonischen Ereignisse im Bereich des Kleinarltales noch einmal in einer Tabelle zusammengefaßt.

Tab.1: Ablauf der tektonischen Ereignisse im Bereich des Kleinarltales

		UNTEROSTALPIN	PENNINIKUM
KÄNOZOIKUM	Jungtertiär	neue Belebung der alten Richtungen, nur undeutlich der N-S-Richtung	
	Oligozän	Wagrainer "Tertiär": Sandsteine, Konglomerate mit Glanzkohlen	
	Alt-Tertiär	-----	
MESOZOIKUM	id	Überschiebung der Quarzphyllitdecke und der tieferen Radstädter Einheiten über die obere Schieferhülle; dabei N-vergente Einfaltung abgescherter Permotriasspane in die Klammkalk-Schwarzphyllit-Serie	
	K r e i d	Bruchtektonische Phase: Abtragung der penninischen Serien Einkippung der penninischen Schichten nach Westen; daher immer W-fallende B-Achsen	
	J u r a	Hauptphasen der alpidischen Faltung	
PALÄOZOIKUM	J u r a	"Deister-Phase": Breccie d. Zirbenstein	
	Trias	Jura Radstädter Permotrias	Quarzitschiefer-Serie Klammkalk-Schwarzphyllit-Serie
		Variszische (?) Faltung der Quarzphyllit-Serie Silur/Devon (?): Quarzphyllit-Serie	

IV. Die Scheelitvorkommen des Kleinarltales

1. Allgemeines

Bemerkenswert ist, daß die scheelitführenden Gesteine bereits stark abgetragen sind und häufig nur noch in großen Blöcken oder Lesesteinen angetroffen wurden. Sie wurden der Vollständigkeit halber untersucht, auch ohne sie in den Rahmen des Nebengesteins stellen zu können.

Die von HÖLL (1970 a und 1971) beschriebenen Scheelitfundpunkte und die Scheelitführung der Gräben konnte bestätigt werden. Bei Fundpunkt Nr. 38 (HÖLL 1971) im oberen Stuhlgraben zieht sich die Scheelitführung im südlichen Hauptgraben weiter hinauf bis auf 1 650 m SH..

Hauptsächlich enthalten Dolomite und andere karbonatische Gesteine den Scheelit, nur selten konnte er bei der Prospektion im Quarzphyllit selbst gefunden werden. Sämtliche Vorkommen sind auf den unterostalpinen Quarzphyllit beschränkt.

2. Beschreibung der einzelnen Vorkommen

2.1 "Griespalfen", 200 m südlich des Seyfriedgrabens (1 100 - 1 250 m SH)

Ein mittelgrauer, schwach kieseliger, etwas geschieferter Dolomit bildet den Hang nördlich der Felskanzel "Griespalfen" (Pkt. 1 233). Die geologische Form dieses ortsweise ziemlich reichlich scheelitführenden Gesteinskörpers ist wegen der schlechten Aufschlüsse schwer zu rekonstruieren. Schichtung und Ausbildung von B-Achsen fehlen völlig. Zwei Möglichkeiten können in Betracht gezogen werden. Entweder liegt der Erzkörper flach dem Hang auf; dann müßte er durch eine etwa hangparallele Störung begrenzt sein. Eine solche findet sich nur am südlich angrenzenden Palfen, und es gibt keine Hinweise, daß sie sich unter dem Erzkörper fortsetzt. Oder es handelt sich um eine achsial nach Osten (in den Hang) eintauchende Linse, die im tektonisch Liegenden des Griespalfen liegt.

Auch letztere Deutung, zu der ich neige, kann nur durch besondere Aufschlußarbeiten nachgewiesen werden.

Der scheelitführende Dolomit ist feinkristallin, etwas geschiefert und scharfkantig brechend. Auf den Schieferungsflächen finden sich häufig Glimmerhäutchen und Krusten von Fe-Karbonat, das braun anwittert. Die unregelmäßig durchziehenden, sehr feinen Klüfte sind entweder durch Quarz oder durch Dolomit ausgeheilt. Immer wieder fällt auf, daß dieser Dolomit stellenweise sehr reich mit Scheelit vererzt ist und streckenweise überhaupt keinen Scheelit führt. Die hohe, örtliche Konzentration von Scheelit ist wahrscheinlich durch Sammelkristallisation entstanden.

U.d.M. erscheint Scheelit sowohl im mosaikartigen Pflaster des Dolomits als auch mobilisiert auf Klüftchen, wo er nicht selten von Quarz-Mörtelkränzen umgeben ist. Er ist hypidiomorph ausgebildet und zeigt immer Kataklyse, wobei die Risse durch Quarz oder Dolomit, selten auch durch Serizit verheilt sind. Da das Erz tektonisch überprägt ist, löscht der Scheelit undulös aus und wird auch manchmal anomal zweiachsig. Dolomit erscheint sowohl in mosaikartigem Pflaster (s. o.) als auch auf Klüftchen drusig kristallisiert. Quarz tritt verschiedenartig auf: 1. im Dolomitpflaster undulös auslöschend und buchtig miteinander verzahnt, 2. in Mörtelkränzen um den Scheelit (s. o.) und 3. mobilisiert und auf Klüftchen neu gesproßt; hier tritt vereinzelt klarer und unverzwilligter Albit hinzu.

Mineralbestand: Dolomit (ca. 90 %), Scheelit, Quarz, akzessorisch Serizit und Albit

Ein ähnlicher scheelitführender und nahezu quarzfreier Dolomit fand sich in einem cbm-großen Block 1,25 km westl. KT-Stein Fürstwand (1 874 m) auf etwa 1 320 m SH. Der Scheelit ist auf mm- bis cm-mächtigen Quarzgängchen konzentriert. Es ist aber deutlich zu erkennen, daß er aus dem Sediment heraus mobilisiert wurde. Am Rand der Gängchen

ist feinkörniger und stark zerbrochener Scheelit im Dolomit zurückgeblieben. Er wurde bei der Mobilisation des Quarzes aus dem sedimentären Verband gelöst und ist auf den Gängchen neu gesproßt. Nach der Blastese sind die Körner zerbrochen und mit Dolomit oder Serizit, selten auch mit Quarz ausgeheilt.

Überraschend selten kommen in dem Eisendolomit, der vom Seyfriedsgraben zum Fürbachgraben nach Osten zieht, Fünkchen von Scheelit vor. Scheelithaltige Proben waren aus dem Anstehenden nicht herauszubekommen.

2.2 Weitere Funde aus dem Seyfriedsgraben

2.21 Brecciöse Kieselkalke

Von diesen brecciösen Kieselkalken konnten nur Lese- steine, nicht aber das Anstehende gefunden werden. Eine Probe stammt aus dem untersten Seyfriedsgraben, die andere aus dem Plojergraben südwestlich Mitterkleinarl bei etwas über 1 800 m SH. Es handelt sich um sedimentäre Breccien, in denen die kalkigen Komponenten zum größten Teil den Scheelit führen. Völlig ungestört durchgehende, feinkörnige Lagen wechseln mit total zerbrochenem Material. Hauptbestandteile sind Kalzit und Quarz. In den Scherklüftchen kommt etwas Serizit hinzu. Der auf wenige Lagen beschränkte Scheelit bildet bis cm-große Aggregate aus gesproßten, hypidiomorphen und kataklastischen Kristallen.

2.22 Kieseliger, feingeschichteter Eisendolomit

Ein großer Block dieses Gesteinstyps stammt aus dem Kleinarlbach wenig unterhalb der Mündung des Seyfriedsgrabens. Es handelt sich um ein feingeschichtetes Sediment, welches in raschem Wechsel Lagen von Eisendolomit sowie von Kalk und Kalksanstein aufweist. Zwei mm-dicke, etwas zerscherte und verstellte Lagen führen Scheelit in hypidiomorphen Kristallen ($\varnothing$ 0,2 - 0,5 mm). Seine Begleiter sind Ankerit, Kalzit und Quarz. Darüber und darunter

folgen ca. 0,5 mm starke Sideritlagen, die vereinzelt idiomorphen Pyrit führen. Nahezu s-parallel können Ankerit- und Quarzknuern auftreten. Auch im Druckschattenbereich bilden sich grobkristalliner Quarz und Ankerit. Innerhalb der Lagen ist häufig eine Zergleitung im mm-bereich zu beobachten. An manchen Stellen handelt es sich sicher um echte Boudinage. Bankrechte Risse sind durch Kalzit und Quarz verheilt. Da sie nie das ganze Profil durchschneiden, scheinen sie diagenetisch angelegt zu sein. Sie werden durch eine wenig spätere Scherklüftung überprägt. Wir haben es mit einem tektonisch überprägten, flyschartigen Sediment zu tun.

2.3 Stuhlgraben

Im oberen Teil des Stuhlgrabens (ab 1 490 m SH) kommen linsen- und walzenförmige Körper von dunkelgrauen, teilweise schwarzen, bituminösen und scheelitführenden Karbonatschiefern vor, die noch ausgezeichnet die primäre Schichtung zeigen. Ein gleicher scheelitführender karbonatischer Schiefer steht an der Straße Wagrain- Mitterkleinarl etwas südlich vom Wirtshaus Alpenrose an, hier allerdings in einem hausgroßen Körper. Wegen der großen Entfernung zwischen beiden Vorkommen (etwa 4,3 km Luftlinie) und der intensiven Verschuppung der Quarzphyllitserie läßt sich nicht sicher sagen, ob beide Vorkommen zum gleichen stratigraphischen Niveau gehören.

Der Scheelit folgt immer dem sedimentären s der feingeschichteten Karbonatschiefer. Diskordant schlagen mehrere mm- bis cm-mächtige Quarz- und Karbonatgängchen durch. Sie übernehmen den Scheelit unverändert in seinem schichtigen Gefüge. Daraus ist zu schließen, daß der Scheelit zur Zeit der Ablagerung bereits im Sediment vorhanden war. Weiterhin muß man annehmen, daß die Gängchen eine metasomatische Verdrängung darstellen, von der der Scheelit allerdings nicht betroffen wurde. Feine bankrechte Zerrklüft-

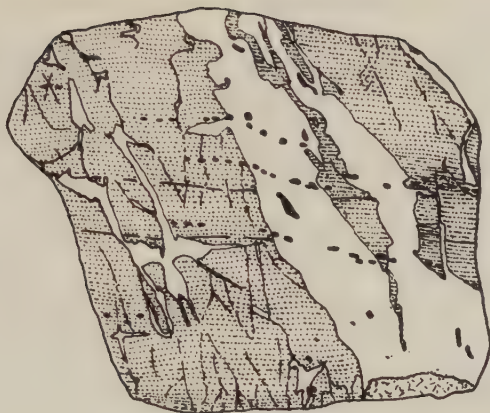


Abb. 6: Anschliff: Profilausschnitt aus den scheelitführenden Karbonatschiefern des Stuhlgrabens, schwarz = Scheelit, weiß = Quarz- und Karbonatgängen, fein punktiert = Feinschichtung des Karbonatschiefers natürliche Größe

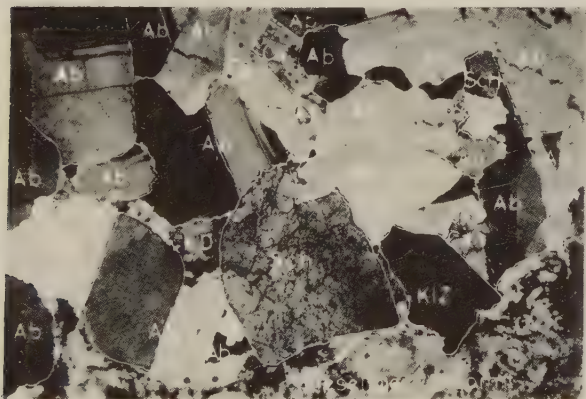


Abb. 7: Dünnschliff: Scheelit (Mitte unten) mit großen Albitkristallen und Kalzit (Mitte oben); rechts neben Scheelit völlig auslöschender Klinozoisit
Nicols gekreuzt; Bildlänge $\hat{=}$ 3,6 mm

Sch = Scheelit, Ab = Albit, Ca = Kalzit
KlZ = Klinozoisit, kD = kieseliger Dolomit

chen, die s-parallel um mm-Beträge verschoben oder etwas zerschert wurden, durchschneiden nie das ganze Profil. Sie sind wahrscheinlich diagenetisch angelegt. Danach haben sich subparallel bis parallel zur Schichtung verlaufende Dolomitspatknauern gebildet. Weiterhin sind schichtparallele Suturen vorhanden, die wohl durch die Sedimentauflast entstanden.

U.d.M. erkennt man einen feinen Lagenwechsel von überwiegend Kalk und seltener Ankerit. Gelegentlich sind Dolomitspatknauern dazwischengeschaltet. Scherklüfte und bankrechte Klüfte enthalten frisch gesproßten Quarz und Albit. Die schichtig angeordneten, hypidiomorphen und immer kataklastischen Scheelitkörner sind durch optisch nicht bestimmbare Mineralien verheilt. Die tektonische Beanspruchung wird im undulösen Auslöschen des Scheelits deutlich. Durch die Kristallisationskraft des Scheelits bei der Blastese wird teilweise der feinkörnige Kalzit des Sediments beiseitegedrängt, fast in Art einer Schlep-pung.

Mineralbestand: Kalzit und Ankerit (zusammen etwa 80 Vol. %), Dolomit, Quarz, Serizit, Albit, Scheelit

Es ist immer wieder erstaunlich, wie wenig die primär-sedimentären Gefüge von der Tektonik überprägt wurden. Es ist dies ein ausgezeichnetes Beispiel für die prätektonische, schichtgebundene Anreicherung von Scheelit.

2.4 Vorkommen südlich und nördlich des Gründegg (2 168 m)

Ein dunkelgrauer, stark kieseliger und etwas Fe-haltiger Dolomit ist das einzige scheelitführende Gestein, das sicher mit Metavulkaniten in Zusammenhang steht. Es handelt sich um eine Kette von linsenartigen Körpern, die immer im gleichen Niveau mit den gleichen Grünschiefern zusammen auftreten. Sie erreichen höchstens 2 m Mächtigkeit und halten bis zu 50 m im Streichen aus (s. Profil C - C').

Das Vorkommen ist sicher horizontgebunden; Schichtgebundenheit läßt sich dagegen nicht feststellen, da dem Gestein jegliche Schichtung fehlt.

U.d.M. ist als Hauptbestandteil Dolomit zu erkennen; er bildet ein grobkristallines Mosaik. Selten kommt auf Klüftchen frisch gesproßter Kalzit vor. Quarz und Feldspat (Albit mit 5 - 10 % An) füllen die Klüftchen in großen, hypidiomorphen bis xenomorphen Kristallen. Im Auftreten von Klinozoisit wird der Einfluß der angrenzenden Grünschiefer deutlich. Ebenso wie der Scheelit ist er sowohl im dolomitischen Sediment als auch auf den Klüftchen anzutreffen (s. Abb. 7). Der undulös auslöschende Scheelit ist in kataklastischen, hypidiomorphen Kristallen vertreten.

Auch hier ist deutlich zu beobachten, daß der Scheelit vor der tektonischen Beanspruchung bereits im Sediment enthalten war. Von dort aus wurde er mobilisiert. Er ist also sicher paläozoischen Alters. Wir haben hier eine horizontgebundene, durch Vulkanite beeinflusste Genese (vgl. MAUCHER 1965) vorliegen.

2.5 Oberer Fürbachgraben

Im Anschluß an die Eisendolomite im Fürbachgraben bei Höhe 1 520 m tritt ein braun anwitternder, karbonatischer Quarzitschiefer in Erscheinung. Seine Mächtigkeit beträgt höchstens zwei Meter. Er führt schichtgebunden Scheelit. Er bildet das tektonisch Liegende einer Spitzfalte aus Eisendolomiten mit Bänderkalken im Kern. Am anderen Flügel der Falte ist er nur noch spärlich oder gar nicht vorhanden (S. Abb. 8, nächste Seite).

U.d.M. erscheint etwas undulös auslöschender Quarz als Hauptgemengteil in einem sehr gleichkörnigen Mosaik. Mit Quarz zusammen tritt Karbonat (Kalzit und Fe-Karbonat) auf. Gelegentlich kommt teils stark gefüllter, teils klarer Albit vor. Serizit folgt in dünnen Streifen der Schieferung. Scheelit ist in einer geringmächtigen Lage zusam-

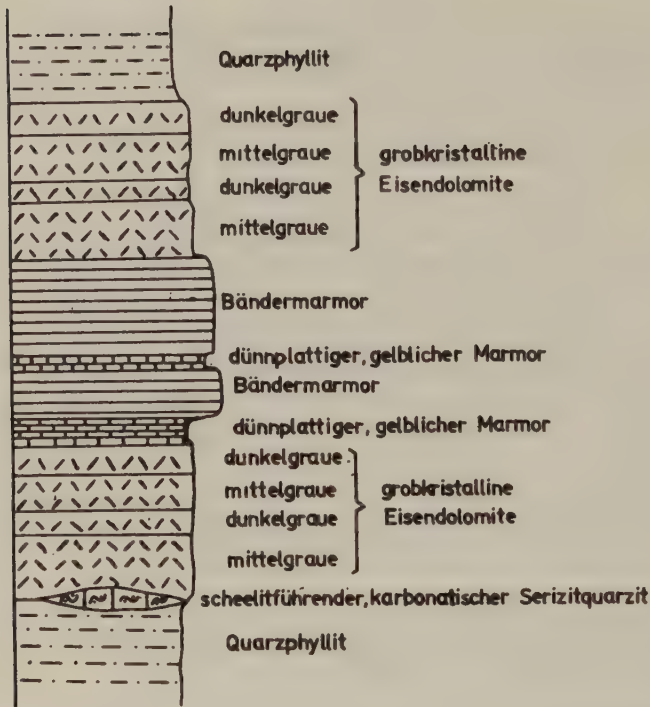


Abb. 8: Säulenprofil nordwestlich Schiedhütte, bei 1 600 m SH

men mit Dolomit eingestreut. Er wurde beim Transport ziemlich gerundet und liegt jetzt in hypidiomorphen, kataklastischen Körnern vor, deren Risse mit Quarz, selten auch mit Serizit ausgeheilt sind. Akzessorisch erscheinen Zirkon, Turmalin und Apatit. Letzterer ist sehr einschlußreich, in einem Korn auch zonar gebaut.

2.6 Flojergaben (Höhe 1 800 m)

Leider konnte das Anstehende nicht gefunden werden. Ein Lesestein lieferte das Material für einen Dünnschliff. Es handelt sich um einen Quarzphyllit durchschnittlicher Zusammensetzung.

U.d.M. sieht man etwas undulös auslöschenden Quarz in einem sehr gleichkörnigen Mosaik; Serizit durchzieht in an- und abschwellenden Lagen das Gestein, ist aber auch in winzigen Schüppchen im Quarzmosaik verteilt. In einigen Lagen ist Albit frisch gesproßt. Scheelit ist in gro- Ben, kataklastischen Körnern auf die Quarzlagen beschränkt; er ist durch Quarz, limonitisierten Pyrit und Serizit ver- kittet. Akzessorisch sind Apatit, limonitisierter Pyrit und sehr wenig Turmalin vorhanden.

3. Zusammenfassung der Ergebnisse

Die meist nahezu Mo-freien und auch an anderen Spuren- elementen sehr armen Scheelite (die Werte übersteigen sel- ten die Clarke-Zahl) treten immer horizont-, bzw. schicht- gebunden auf (vgl. MAUCHER 1965). Sobald in einem Erzkör- per noch ein sedimentäres s zu erkennen ist, hält sich der Scheelit daran. Beispiele sind die unter 2.3, 2.5 und 2.6 beschriebenen Vorkommen. Aber auch in den schichtungslosen Dolomiten zeigt sich immer wieder neben der Mobilisation auf Klüftchen und Gängchen die ehemalige Beziehung zum Sediment selbst. Der Scheelit war also zur Zeit der Ab- lagerung, d.h. im Paläozoikum bereits im Sediment ange- reichert und wurde später, vielleicht in alpidischer Zeit, noch einmal mobilisiert. Ein direkter Zusammenhang zu Meta- vulkaniten der Quarzphyllitserie ließ sich nur in einem Fall nachweisen. Die Scheelitvorkommen des Kleinarltales treten also h o r i z o n t - , bzw. s c h i c h t - g e b u n d e n auf und sind teilweise mit einem basi- schen V u l k a n i s m u s verknüpft. Sie sind fast ausschließlich an k a r b o n a t i s c h e Gesteine gebunden.

V. Das Eisenspatlager am Fürbach

1. Vorbemerkung

Zur exakten Trennung von Siderit und Ankerit wurde Alizarinrot-S ($C_{14}H_7NaO_7S$) in stark alkalischer Lösung verwendet (näherer Analysengang bei FRIDMAN 1959). Nach eigenen Erfahrungen erübrigt sich eine Ätzung der Anschliffe bei dieser Färbemethode. Die Gefüge bleiben dann wesentlich besser erhalten. Andernfalls ist die Färbung wolkig verteilt und verdeckt alle Einzelheiten. Quantitative Abzüge mit der Azetatfolie waren nicht möglich.

Bei einigen Proben ergab sich der Verdacht auf Magnesit (vgl. TRAUTH 1927!). Der Nachweis durch Färbung mit Diphenylcarbazon in alkohol-alkalischer Lösung (nach FLIGL & LEITMEIER 1930) verlief aber negativ.

2. Die Vererzung und ihr geologischer Rahmen

Als erster geht JÄGER (1916) genauer auf das Eisenspatlager ein. Er schreibt (1916, S. 190): "... Weit aus der wichtigste unter den genannten Bergbauen war Fürbach....., etwa 1 1/2 Stunde von Wagrain entfernt, ist in den Tonschiefer eine etwa 280 m mächtige Linse von graugelbem, sehr hartem Kalk eingebettet, dieser birgt das Erzlager.... Das Erz, welches die Kalklinse von Fürbach führt, ist grobblättriger Eisenspat; ... Das Erz ist dicht mit Kalk verwachsen." Die Entstehung wird als metasomatisch angesehen.

Die Lage der Stolleneingänge ist richtig beschrieben, sie befinden sich etwas mehr als 800 m östlich von Pkt. 1 326 in einem östlichen Seitengraben des Fürbachgrabens bei etwa 1 340 m SH. Die beiden am besten erhaltenen Stollen sind in den beiden Schenkeln eines tektonischen Sattels im oben erwähnten Kalk vorgetrieben. Zwischen 1 668 und 1 795 wurde hier zeitweilig Abbau betrieben, danach noch ganz vereinzelt bis zum ersten Weltkrieg. Die Eisenhütte in Flachau an der Enns wurde mit den Erzen beliefert. Der Erz-

körper ist nahezu völlig ausgeräumt; die Untersuchungen müssen sich daher auf das Haldenmaterial beschränken.

Der (nach eigenen Beobachtungen) nur bis 100 m mächtige Bänderkalk bildet einen tektonischen Sattel, der im Quarzphyllit achsial nach Osten abtaucht; er wird unterlagert von einem Eisendolomit, der die Vererzung einschließt. Schon makroskopisch sind in dem grobspätigen Gefüge die Haupterzminerale zu erkennen: Siderit, Ankerit, Hämatit und Pyrit. Auf bankrechten Klüftchen und diskordanten Rissen durchsetzt ein dunkel- bis schwarzgrüner Chlorit das Erz und füllt die Risse des teilweise kataklastischen Pyrits. Man beobachtet zwei Paragenesen, die sich weitgehend ausschließen: Ankerit geht zusammen mit Hämatit, Siderit dagegen mit Pyrit; seltener kommen auch Hämatit und Pyrit zusammen vor. Die verschiedenen Formen der Verdrängung werden später besprochen.

U.d.M. ergibt sich das gleiche grobspätige Gefüge. Das Erz ist sicher tektonisch überprägt. Siderit löscht undulös aus, und die Hämatit tafeln sind zerschilft und verfault; außerdem zeigen sie Druckzwillingslamellierung.

Mineralbestand: Siderit mit typischem "Pseudodichroismus wegen der stark wechselnden Lichtbrechungswerte" (TRÖGER II, S. 178) und typischer Eisblumenstruktur (TRÖGER II, S. 181), Ankerit, Hämatit mit randlicher Umwandlung im Nadeleisenerz, idiomorpher Pyrit in Würfelform, eisenreicher Prochlorit (Pleochroismus $X = \text{hellgelbgrün}$, $Y = Z = \text{kräftig olivgrün}$, $2V$ um O^0 , opt. -, $1' -$), sehr selten idiomorphe Querschnitte von Quarz.

Bei den Röntgendiffraktometermessungen wurde vom ASTM-Standard für Siderit ausgegangen, da kein eigener Standard vorhanden war. Als Vergleichsstandard wurde Quarz (sehr reiner, pulverisierter Bergkristall) genommen. Die d -Werte des Siderits stimmen mit dem Mg-freien ASTM-Standard sehr genau überein; daher kann man annehmen, daß auch hier der

Mg-Gehalt sehr gering ist. Die Spektralanalyse der gleichen Proben bestätigte diese Vermutung; sie ergab ziemlich konstant etwas mehr als 1 % Mg. Es ist also ein Siderit i. e. Sinne (nach MEIXNER 1953).

Als besonders interessant stellten sich die Mn-Gehalte der Erzminerale heraus (siehe Tabelle).

Probe Nr.	Mineral	Mn-Geh. (ppm)	Probe Nr.	Mineral	Mn-Geh. (ppm)
7126	Siderit	8800	718	Hämatit	640
7144	Siderit	6800	772	Hämatit	397
77	Pyrit	730	777	Hämatit	673
716	Pyrit	585	7171	Hämatit	553

Gegenüber Siderit liegen die Mn-Gehalte bei Pyrit und Hämatit nur um eine Zehnerpotenz niedriger und sind somit auffallend hoch. Es scheint also nach der Vererzung noch eine Stoffwanderung stattgefunden zu haben. Vielleicht läßt sich dadurch auch die Entstehung des Prochlorits erklären.

Probe Nr.	Mineral	Spurenelemente (in ppm)						
		Mo	Ag	Ni	Co	Ti	V	Cu
718	Hämatit	--	--	--	--	78	30	15
772	Hämatit	--	--	--	--	39	36	18
777	Hämatit	--	--	--	--	139	33	20
7171	Hämatit	--	--	--	--	83	27	24
77	Pyrit	--	--	52	43	7	--	238
716	Pyrit	--	--	48	29	--	--	320

Bei den übrigen Spurenelementgehalten fallen keine Besonderheiten ins Auge. Ni und Co sind in der üblichen Menge im Pyrit vorhanden, wenn auch das Verhältnis zueinander durch die geringe Anzahl der Messungen ungewöhnlich erscheint. Merkwürdig schwankend ist der Ti-

Gehalt des Hämatit. Mo und Ag, die auf hydrothermale Beeinflussung schließen ließen, sind nirgends vorhanden. Die hohen Cu-Gehalte des Pyrit sind meist schon primär in diesem enthalten. Geringe Cu-Gehalte weist auch Hämatit auf; er enthält in ähnlicher Menge Vanadium.

3. Genese und Alter des Erzlagers

Hier ist zunächst die Abgrenzung des Erzkörpers gegen den Bänderkalk von Bedeutung. Die Grenze des Erzes bzw. Eisendolomites gegen den Bänderkalk ist in den meisten Fällen überaus scharf. Sie ist jedoch nicht diskordant, sondern geht gegenüber dem Bänderkalk wellenartig auf und ab bzw. vor und zurück, je nachdem wie das Mg-haltige Meerwasser durch den noch nicht verfestigten Bänderkalk hin- und hergependelt ist. Gleitfalten im Bänderkalk nahe am Kontakt weisen ebenfalls auf eine solche Durchströmung hin (vgl. Abb. 9). Das zur Vererzung notwendige Eisen kann

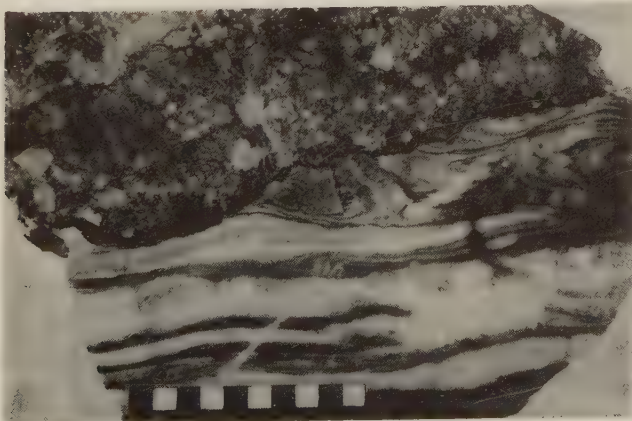


Abb. 9: Grenzbereich zwischen Bänderkalk mit sedimentären Gleitfalten und vererztem Dolomit (oben)
Maßstab $\hat{=}$ 5 cm

x) unten

durch eine lokale Zufuhr vom Festland hereingekommen sein. Festlandsnähe ist auch in dem, gerade in der Umgebung des Erzkörpers flyschartigen Charakter des Quarzphyllits nicht auszuschließen. Hinweise für eine hydrothermale Zufuhr von Mg und Fe sind nicht gegeben. So kann man folgende Verdrängungserscheinungen beobachten: 1. Der Bänderkalk wurde dolomitisiert und ankeritisiert, 2. Dolomit und Ankerit wurden durch Siderit verdrängt. Weiterhin ist folgende Differentiation vor sich gegangen: Durch einen Fe-Überschuß konnten sich Hämatit und Pyrit bilden. Teilweise scheint Pyrit direkt aus Siderit hervorzugehen; er legt sich kranzartig um einzelne Sideritkörner herum. Das S-Angebot stammt sicher aus dem Sediment, ist doch überall in der Umgebung des Erz-lagers die verstärkte Bildung von Pyrit zu beobachten!

Allerdings treten nicht nur Verdrängungen auf. An einigen Stellen (vgl. Abb.10) sind echte Fällungen von Ankerit zu erkennen, und das Erz geht ohne scharfe Grenze, mit zahlreichen Übergängen aus dem Bänderkalk hervor.

Abb.10: Evaporite im
Grenzbereich
der Vererzung
(Pfeil); Maß-
stab $\approx 1,5$ cm
(3 Quadrate)



Der Kontakt zum Erz, bzw. zum Eisendolomit ist leicht tektonisch überarbeitet in Form von Suturen und Zergleitungen um mm-Beträge. Vergleichen wir diesen Schichtverband mit dem zwischen Eisendolomiten und Bänderkalken der Alm Schneeleitens, so besteht der einzige Unterschied darin, daß dort keine Vererzung auftritt. Der Erzkörper am Fürbach ist aber lokal sehr begrenzt, so daß auch dort die gleichen Gesteine wie an der Alm Schneeleitens im gleichen Verband stehen können. So darf man diese beiden Vorkommen lithostratigraphisch parallelisieren.

Zusammenfassend läßt sich folgendes sagen:

1. Das Fe- wie das S-Angebot stammt sicher aus dem Sediment selbst.
2. Für Zufuhrwege etwaiger Hydrothermen konnten keine geologischen Hinweise gefunden werden.
3. Bei der Erzbildung wird überwiegend Dolomit verdrängt, fast gar nicht der Bänderkalk (wie bei TRAUTH 1927 u. a.).
4. Es sind echte Evaporite vorhanden.

M.E. stellt die Vererzung eine selektive Verdrängung des Eisendolomits dar, die zeitlich mit der Dolomitisierung des Bänderkalkes einherging. Es treten nebeneinander ankeritische Verdrängungen des Bänderkalkes und sideritische Verdrängungen des Eisendolomits auf. Das gleichzeitige Vorhandensein von Evaporiten deutet auf eine frühdiagenetische Erzbildung hin. Auch FRIEDRICH (1968) weist auf die Möglichkeit der Entstehung von metasomatischen Spatlagerstätten während der Diagenese hin. Da der Bänderkalk wie der umgebende Quarzphyllit paläozoisches Alter besitzt, ist auch die Vererzung paläozoisch einzustufen. Später wurde das Erz tektonisch überprägt und von einer Stoffmobilisation betroffen, der die Entstehung des eisenreichen Prochlorits und die Konzentration des Mn im Hämatit und im Pyrit zuzuordnen wären.

Literaturverzeichnis

- ALKER, A. et al. : (1962) Symposion: Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. - N. Jb. Mineral. Mh. 1962, 7/8, S. 63 - 72, 5 Abb., Stuttgart 1962
- ANGEL, F. : (1940) Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. - Wiss. Jb. Univ. Graz 1940, S. 251 - 304, Graz 1940
- BRAUMÜLLER, E. : (1937) Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Fuscher und Rauriser Tal. - Mitt. Geol. Ges. Wien 30, S. 37 - 150, 1 Tab., 1 Skizze, 4 Taf., Wien 1939
- BRAUN, H. : (1964) Zur Entstehung marin-sedimentärer Eisenerze. - Clausthal. H. Jg. Geochem. mineral. Rohstoffe 2, S. 82 - 133, 15 Tab., 12 Taf., Berlin 1964
- CLAR, E. : (1929) Zur Entstehung der Bänderung von Kalken. - Geol. Arch. 4, 1, S. 38 - 40, 4 Abb., Wien 1929
- : (1952) Geologisches Gefüge und Formentwicklung von metasomatischen Karbonatlagerstätten der Ostalpen. - C. R. XIX Congr. géol. internat. Alger 1952, sect. X, S. 83 - 96, 6 Abb.
- DEER, HOWIE & ZUSSMAN : (1966) An Introduction to the rock forming minerals. - 528 S., Longmans, Green and Co. LTD., London 1966
- DEL NEGRO, W. : (1960) Geologie von Salzburg. - Verh. Geol. B. A. Wien, Bundesländerserie, 56 S., 1 Taf., Wien 1960
- DEMMEER, W. : (1962) Geologische Neuaufnahmen in den westlichen Radstädter Tauern. - Unveröff. Diss. Phil. Fak. Wien, 196 S., 12 Taf., 1 Karte 1 : 10.000, Wien 1962
- ENZENBERG, M. : (1967) Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 17, S. 5 - 50, 9 Abb., 3 Taf., 1 Karte 1 : 10.000, Wien 1967

- EXNER, Ch. : (1957) Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Bad Gastein. - 1 : 50.000, 168 S., 8 Taf., Geol. B. A. Wien, 1957
- FEIGL, F. & LEITMEIER, H. : (1928) Eine Reaktion zur Unterscheidung von Dolomit und Magnesit. - Cbl. Mineral. Geol., Abt. A, 2, S. 74 - 87, Stuttgart 1928
- FORMANEK, H. P. : (1963) Zur Geologie und Petrographie der nordwestlichen Schladminger Tauern. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 14, 1963, S. 9 - 80, 2 Abb., 3 Taf., Wien 1963
- FORMANEK, H. P. et al. : (1962) Beitrag zur Geologie der Schladminger Tauern im Bereich von Obertal und Untertal. - Mitt. Geol. Ges. Wien 54, 1961, S. 27 - 54, 2 Taf., Wien 1962
- FOULLON, H. Baron : (1884) Über die petrographische Beschaffenheit krystallinischer Schiefergesteine aus den Radstädter Tauern und deren westlicher Fortsetzung. - Jb. Geol. R. A. XXXIV, 1884, S. 635 - 658, Wien 1884
- FRASL, G. : (1958) Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den Mittl. Hohen Tauern. - Jb. Geol. B. A. Wien 101, S. 323 - 472, 4 Abb., 1 Taf., Wien 1958
- FRASL, G. & FRANK, W. : (1966) Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster etc. - 15. Sonderh. Der Aufschluß, S. 30 - 58, 3 Abb., 1 Tab., 2 Beil., Heidelberg 1966
- FRECH, F. : (1901) Geologie der Radstädter Tauern. - Geol. Pal. Abh., N.F. V, 1, S. 3 - 66, 38 Abb., Jena 1901
- FRIEDMAN, G. M. : (1959) Identification of carbonate minerals by staining methods. - J. Sed. Petr. 29, S. 87 - 97, 2 fig., 4 tabl.
- FRIEDRICH, O. M. : (1936) Zur Geologie der Kieslager des Großarltales. - S. B. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. I 145, 5, S. 121 - 152, 6 Abb., Wien 1936
- : (1968) Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten I. - Radex-Rdsch. 1968, 2, S. 113 - 126, 30 Abb., Radenthein, Apr. 1968

CHERNAN, K.

- : (1965) Die Technik des Folienabzuges und ihre Ergänzung durch Anfärbemethoden. - N. Jb. Geol. Pal., Abh. 121, 3, S. 293 - 306, 5 Abb., Stuttgart 1965

HÖLL, R.

- : (1970 a) Scheelitprospektion und Scheelitvorkommen im Bundesland Salzburg, Österreich. - Chemie der Erde 28, 3/4, 1969, S. 185 - 203, 1 Abb., 1 Taf., Jena 1969
- : (1970 b) Die Zinnobervorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet, Österreich) und das Alter der Eisenhut-Schieferserie. - N. Jb. Geol. Pal., Mh. 1970, 4, S. 201 - 224, 4 Abb., Stuttgart 1970
- : (1971) Scheelitvorkommen in Österreich. - Erzmetall 24, 6, S. 273 - 282, 1 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1971

HÖLL, R. & MAUCHER, A.

- : (1967) Genese und Alter der Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux. - S. B. Bayr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. 1967, 1, 11 S., 1 Abb., München 1967

JÄGER, V.

- : (1916) Die Eisenhütte in Flachau und ihr Schurfbereich I. - Mitt. Ges. Salzburg. Landeskunde LVI, S. 183 - 196, Salzburg 1916

KLAUS, W.

- : (1958) Bericht 1957 aus dem Laboratorium für Palynologie. - Verh. Geol. B. A. Wien 1958, S. 298 - 299, Wien 1958

KOBER, L.

- : (1922) Das östliche Tauernfenster. - Denkschr. Akad. Wiss. Wien 98, S. 201 - 242, 24 Abb., 3 Taf., 1 Karte, Wien 1922
- : (1955) Bau und Entstehung der Alpen. 379 S., 2. Aufl. Deuticke, Wien 1955

MAUCHER, A.

- : (1965) Die Sb-W-Hg-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik. - Freiburger Forschungsh. C 186, S. 173 - 188, Leipzig 1965

MEDWENITSCH, W.

- : (1956) Übersichtsbegehungen 1955 in den nördlichen Radstädter Tauern auf den Blättern 126/3 (Flachau) und 126/4 (Untertauern). - Verh. Geol. B. A. Wien 1956, A 65 - 69, Wien 1956
- : (1957) Bericht 1956 über Aufnahmen auf Blatt 126/3 (Flachau). - Verh. Geol. B. A. Wien, A 39 - 41, Wien 1957

- MEIXNER, H. : (1953) Mineralogische Beziehungen zwischen Spatmagnetit- und Eisen-spatlagerstätten der Ostalpen. - Radex-Rdsch. 1953, S. 445 - 458, 3 Tab., Radenthein 1953
- MOSTLER, H. : (1963 a) Einige Bemerkungen zur Salzach-Längstalstörung und der sie begleitenden Gesteine. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 14, S. 185 - 196, 1 Karte, Wien 1963
- : (1963 b) Geologie der Berge des vorderen Großarl- und des Kleinarltales. - Unveröff. Diss. Phil. Fak. Innsbruck, 96 S., Taf., 1 Karte 1 : 25.000, Innsbruck 1963
- : (1968) Das Silur im Westabschnitt der nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 18, S. 89 - 150, 41 Abb., Wien 1968
- OBERHAUSER, R. : (1964) Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit. - Verh. Geol. B. A. Wien 1964, S. 47 - 52, 3 Abb., Wien 1964
- : (1968) Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. - Jb. Geol. B. A. Wien 111, S. 115 - 145, 2 Abb., 2 Taf., Wien 1968
- PETERS, V. : (1854) Die geologischen Verhältnisse an der Nordseite der Radstädter Tauern. - Jb. Geol. R. A. V, S. 808 - 818, 2 Fig., 2 Taf., Wien 1854
- ROSIWAL, A. : (1893) Petrographische Notizen über einige krystallinische und halbkrystallinische Schiefer, sowie Quarzite aus der Umgebung der Radstädter Tauern. - Verh. Geol. R. A. 1893, 16, S. 365 - 372, Wien 1893
- SCHMIDT, W. : (1924) Der Bau der westlichen Radstädter Tauern. - Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. 99, S. 309 - 339, 11 Abb., 3 Taf., 1 Tab., 1 Karte, Wien 1924
- SCHWINNER, R. : Zur Stratigraphie der Tarntaler und Radstädter Berge. - Jb. Geol. B. A. Wien 85, S. 51 - 80, 2 Abb., Wien 1935

- SPRY, A. : (1969) Metamorphic textures. - 350 S., 65 Abb., 31 Taf., Pergamon Press LTD. London 1969
- STARK, M. : (1939) Entwicklungsstadien bei krystallinischen Schieferungen der Kalk-Radstädter Serie im Arl- und Gasteiner Tal. - S. B. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, 148, S. 41 - 106, 3 Taf., 1 Kartenskizze, Wien 1939
- : (1940) Porphyroide und verwandte Eruptiva im Großarl- und Gasteiner Tal. - S. B. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, 149, S. 13 - 50, 2 Taf., Wien 1940
- : (1950) Die Grünschiefer der Kalkglimmer-Grünschiefer-Serie des Großarl- und Gasteiner Tales. - S. B. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, 159, S. 183 - 197, Wien 1950
- STRECKEISEN, A. : (1964) Zur Klassifikation der Eruptivgesteine. - N. Jb. Mineral. Mh. 1964, S. 195 - 222, Stuttgart 1964
- TOLLMANN, A. : (1958) Geologie der Mosermannl-Gruppe (Radstädter Tauern). - Jb. Geol. B. A. Wien 101, S. 79 - 115, 1 Abb., 5 Taf., Wien 1958
- : (1963 a) Das Westende der Radstädter Tauern. - Mitt. Geol. Ges. Wien 55, S. 85 - 125, 4 Taf., 1 Karte 1 : 10.000, Wien 1963
- : (1963 b) Ostalpensynthese. - 256 S., 23 Abb., 11 Taf., Deuticke, Wien 1963
- : (1966) Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpathen. - Geotekt. Forsch. 21, 156 S., 20 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1966
- : (1969) Die Bruchtektonik in den Ostalpen. - Geol. Rdsch. 59, 1, S. 278 - 288, 1 Abb., Stuttgart 1969
- TRAUTH, F. : (1925) Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. I: Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., 100, S. 101 - 212, 5 Taf., Wien 1925
- II: Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., 101, S. 29 - 65, 4 Abb., 4 Taf., Wien 1927

- TRÖGER, W. E. : (1967) Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Mineralien. - Bd. II (Textband) , 822 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1967
- UHLIG, V. : (1908) Zweiter Bericht über tektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. - S. B. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. 117, S. 1379 - 1422, Wien 1908
- VACEK, M. : (1884) Beitrag zur Geologie der Radstädter Tauern. - Jb. Geol. R. A. Wien, XXXIV, S. 609 - 634, Wien 1884
- WARNE, S. St. J. : (1962) A quick field or laboratory staining scheme for the differentiation of the major carbonate minerals. J. Sed. Petr. 32, 1, S. 29 - 38, 3 fig., 3 tabl.
- WINKLER, H. G. F. : (1967) Die Genese der metamorphen Gesteine. - 2. Aufl., 237 S., 53 Abb., Springer-Verlag Berlin-Heidelberg-New-York 1967
- WINKLER-HERMADEN, A. : (1951) Inneralpine Tertiärlagerungen. - in: SCHÄFFER, F. X. Geologie von Österreich, 2. Aufl., S. 415 - 419, 2 Abb., Wien 1951

Lebenslauf

Am 19.09.1942 wurde ich, Hermann Theodor Wagner, als Sohn des Dozenten Dr. Fritz Wagner und seiner Ehefrau Auguste, geb. Würz, in München geboren. Nachdem wir im August 1944 durch Kriegseinwirkung nahezu alles verloren hatten, siedelten wir zuerst nach Ludwigsburg und 1947 nach Marburg/L. um. Dort besuchte ich von Ostern 1949 bis Ostern 1953 die Schloßbergschule. Ostern 1953 trat ich ins dortige Gymnasium Philippinum ein, an dem ich im März 1962 die Reifeprüfung ablegte. Nach Ableistung des Militärdienstes begann ich im Sommersemester 1964 an der Universität Bonn mit dem Studium der Geologie. Zwei Jahre später bestand ich dort die Diplomvorprüfung. 1966/67 folgte ein Studienjahr an der Universität Wien. Danach ging ich wieder nach Bonn zurück und legte dort im Mai 1969 die Diplomhauptprüfung ab. Seitdem arbeite ich an meiner Dissertation.

Meine akademischen Lehrer waren

An der Rhein. Friedr. Wilh. Universität Bonn:

W. BIERTHER, R. BRINKMANN, DANNEEL, H. K. ERBEN, J. FRECHEN,
H. KARRENBURG, R. LEHMENSICK, M. LINDSTRÖM, A. NEUHAUS,
W. PLESSMANN, R. POTONIE, O. SCHMITZ DU MONT, W. SCHUMACHER,
R. TSCHESCHE, P. WURSTER

An der Universität Wien:

E. CLAR, CH. EXNER, W. MEDWENITSCH, A. PAPP, W. E. PETRASCHKE,
R. SIEBER, H. STOWASSER, A. TOLLMANN, H. ZAPFE

An der Universität München:

J. BODECHTEL, R. DEHM, D. D. KLEMM, A. MAUCHER

